Földtani Közlöny

134/4 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2004

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 134/4

Budapest
ISSN 0015-542X

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 134/4, 481–498. (2004) Budapest

A Pannon-medence alatti alsókéreg jellemzői és eredete a granulitxenolitok alapján – áttekintés

Characteristics and origin of the lower crust beneath the Pannonian Basin - a review

DOBOSI Gábor[1] – EMBEY-ISZTIN Antal[2]

(10 ábra)

Tárgyszavak: granulit xenolit, alsókéreg, izotópgeokémia, óceáni kéreg, Pannon-medence
Keywords: granulite xenolith, lower crust, isotope geochemistry, oceanic crust, Pannonian Basin

Abstract

Lower crustal granulite xenoliths have been found in Pliocene basaltic tuffs in the western Pannonian Basin. Most of them are mafic metaigneous rocks containing mainly clinopyroxene, garnet and plagioclase, with minor amounts of ilmenite and sometimes orthopyroxene and amphibole. Metasedimentary granulite xenoliths have also been identified. Their mineralogy is characterised by the absence of clinopyroxene, combined with a high proportion of Al-rich phases; the latter refers especially to garnet, plagioclase together with subordinate spinel, sphene, rutile, orthopyroxene, quartz and occasionally graphite; one sample contains biotite.

Mafic granulite xenoliths are dominated by LREE-depleted bulk rock compositions. Many of these have MORB-like $^{143}Nd/^{144}Nd$, but $^{87}Sr/^{86}Sr$ is elevated, relative to most MORBs. Their $\delta^{18}O$ values cover a wide range from +3.8 to +9.5‰. Nearly one-third of the samples have $\delta^{18}O$ values less than the average mantle (~+5.5‰). A group of LREE-enriched mafic granulites have higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.704–0.708) values and lower $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5128–0.5124) values, with higher $\delta^{18}O$ values on average (+7.8 to +10.6‰) than the LREE-depleted granulites. The LREE-enriched granulites are, however, isotopically similar to the metasedimentary granulite xenoliths.

The wide range of $\delta^{18}O$ values over a restricted range in Nd and Sr isotope values, in combination with the predominance of LREE-depleted trace element compositions, is consistent with an origin which was like a package of hydrothermally-altered oceanic basalts. The existence of low $\delta^{18}O$ values (less than average MORB) and/or mantle peridotite suggests that at least some of these rocks were hydrothermally altered at high temperature, presumably in the oceanic lower crust. The low $^{143}Nd/^{144}Nd$ of the LREE-enriched mafic granulites cannot be explained by refering to a simple mixing between an LREE-depleted melt and an enriched component, represented by the recovered metasediments. Instead, we interpret these rocks as the metamorphic equivalent of the shallowest levels of the ocean crust where pillow basalts are intimately intercalated with oceanic sediments. A possible model would involve the accretion of oceanic crustal slices during subduction and convergence followed by high-grade metamorphism, probably during the Alpine orogeny.

Összefoglalás

A Balaton-felvidék fiatal alkáli bazaltjai peridotit és piroxenit xenolitok mellett alsókéreg eredetű granulit xenolitokat is tartalmaznak. Az alsókéreg xenolitjainak túlnyomó része metamagmás granulit, amelyet főleg klinopiroxén, gránát, plagioklász, kisebb mennyiségben ilmenit, esetenként még ortopiroxén és amfibol alkot. Ritkábban metaszediment granulitxenolitok is találhatók, amelyek

[1]MTA Földtudományi Kutatóközpont, Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45, e-mail: dobosi@geochem.hu
[2]Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, 1083 Budapest, Ludovika tér 2, e-mail: embey@ludens.elte.hu

túlnyomóan gránátból és plagioklászból állnak, de kisebb mennyiségben spinellt, ortopiroxént, valamint néhány esetben kvarcot, biotitot és grafitot is tartalmaznak.

A metamagmás granulitxenolitok főelem összetétele az olivin-tholeiit összetételéhez hasonló. Túlnyomó részük könnyűlantanidában-szegény ritkaföldfém-tartalommal, nagy (MORB-szerű) $^{143}Nd/^{144}Nd$ és kis $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotóparánnyal jellemezhető. A $\delta^{18}O$ értékek igen tág határok között (+3.8 – +9.5‰) változnak, és kb. egyharmaduknak az oxigénizotóp-aránya az átlagos köpeny $\delta^{18}O$ értékénél (~+5.5‰) kisebb. A metamagmás granulit xenolitok kisebb része enyhe könnyűlantanida dúsulást mutat, $^{143}Nd/^{144}Nd$ arányuk kisebb, $^{87}Sr/^{86}Sr$ arányuk nagyobb, mint a könnyűlantanidában-szegény xenolitoké, továbbá általában nagy $\delta^{18}O$ értékekkel jellemezhetők. A könnyűlantanidában-dús metamagmás-xenolitok izotóparányai a metaszediment-xenolitokéhoz hasonlóak.

A könnyűlantanidában-szegény xenolitok tág határok között változó oxigénizotóp- és szűk határok között mozgó Sr- és Nd-izotóparányai összhangban vannak protolitjaik hidrotermálisan átalakult óceáni kéreg eredetével. A köpenyátlagnál kisebb $\delta^{18}O$ értekek arra utalnak, hogy ezen xenolitok protolitjai nagy hőmérsékletű hidrotermális átalakulást szenvedtek és feltehetően az óceáni kéreg mélyebb részeiből származnak. A könnyűlantanida-dús, kis $^{143}Nd/^{144}Nd$ izotóparányú xenolitok valószínűleg az óceáni kéreg felső részének metamorf megfelelői, ahol a bazaltos pillow-lávák igen szorosan összefogazódtak az óceáni üledékekkel. A főelem-, nyomelem- és izotópösszetétel szerint a Pannon-medence alatti alsókéreg, illetve az azt reprezentáló granulit xenolitok protolitjainak eredete a hidrotermálisan átalakult óceáni kéreg, amely valószínűleg szubdukciós-akkréciós folyamatok révén feltehetőleg az alpi konvergencia során kapcsolódott az európai kéreghez.

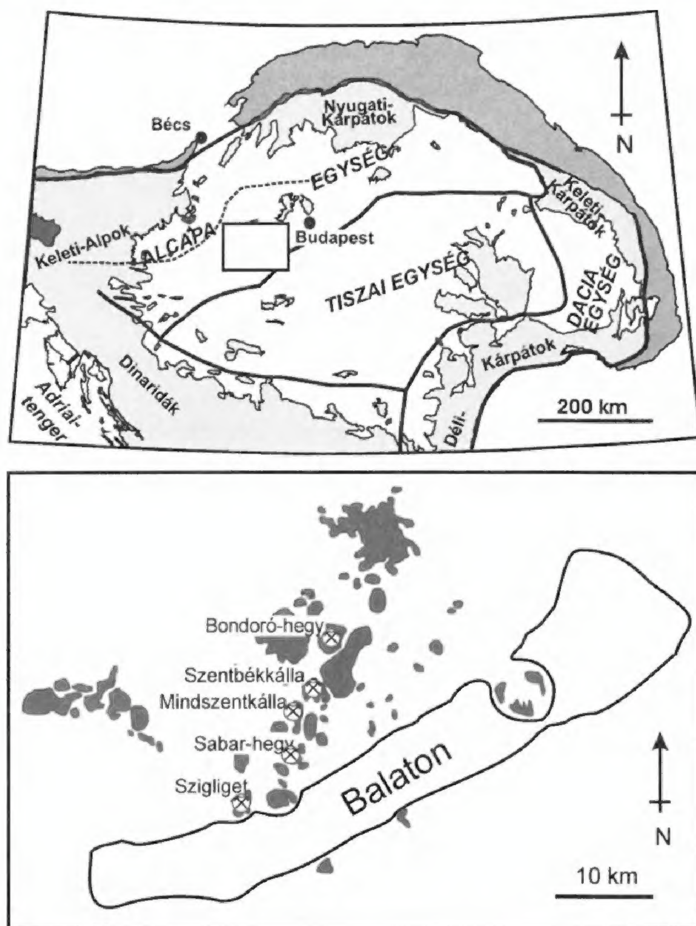
Bevezetés

A kontinensek eredete, a kontinentális kéreg képződése és növekedésének módjai a földtani kutatás egyik legizgalmasabb fejezetét képezi. A kontinentális kéreg kialakulása a planetáris fejlődés szempontjából is egyedülálló, hiszen jelenlegi ismereteink szerint nincs a naprendszerben még egy égitest, amely a Föld kontinentális kérgéhez hasonló összetételű és differenciáltságú kéreggel rendelkezne (Taylor 1989).

A kontinentális kéreg átlagos vastagsága 36-40 km közti értékre becsülhető (Taylor & McLennan 1995); a vastagság azonban a tektonikai helyzet függvényében erősen változó: a stabil, ősi kontinentális kratonokban átlagosan 43 km vastag, míg a fiatal, tektonikailag aktív, táguló medencékben (mint amilyen a Pannon-medence), illetve riftesedő területeken viszonylag vékony, mindössze 20–25 km lehet (Rudnick & Fountain 1995).

Míg a kontinentális kéreg felső részét viszonylag jól ismerjük, addig a kéreg mélyebb részeiről, az alsókéregről jóval kevesebbet tudunk, hiszen ez a terület a közvetlen kutatás számára már nem hozzáférhető. Elméleti megfontolásokból, illetve geofizikai mérésekből tudjuk hogy a kontinentális kéreg alsó részét elsősorban granulit fáciesű metamorf kőzetek, főleg bázisos granulitok vagy gránátgranulitok építik fel. Az alsókéregről közvetlen kőzettani és geokémiai információt két forrásból szerezhetünk:

1. Tektonikus úton a felszínre került granulitterrénumok vizsgálata. A gyakran több km^2-es granulitterrénumok előnye, hogy az alsókéreg felépítését teljes vertikumban, az egyes kőzetek egymással való viszonyában vizsgálhatjuk. Hátránya, hogy a lassú kiemelkedéssel járó retrográd metamorfózis miatt az eredeti alsókéreg ásványegyüttes gyakran nem tanulmányozható, sőt újabban sokan azt tartják, hogy a granulitterrénumok jelentős része nem is az alsó, hanem inkább a középső kéregből származik (l. Rudnick 1992).



1. *ábra.* A Kárpát–Pannon térség egyszerűsített geológiai térképe és a granulit xenolit lelőhelyek a Balaton környékén

Fig. 1 Simplified geological sketch map of the basement geology of the Carpathian–Pannonian region and the granulite xenolith localities in the region of Lake Balaton

2. Alsókéreg eredetű granulitxenolitok vizsgálata. Nagyon sok alkáli bázisos kőzet (alkáli bazalt, bazanit, illetve ősi kéreg területeken lamproit és kimberlit) hoz fel kőzetdarabokat az alsókéregből. A gyors felszínre kerülés miatt a xenolitok jól megőrzik eredeti kőzettani és geokémiai sajátságaikat, azonban a kis méret és a véletlenszerű „mintavétel" miatt a xenolitok egymáshoz való viszonya, kölcsönös kapcsolata nem ismert. A hátrányok ellenére mégis a xenolitok jelentik a kontinentális alsókéreg igazán megbízható, és a megismerés szempontjából nélkülözhetetlen mintáit.

A viszonylag gyakori felsőköpeny eredetű peridotit xenolitokkal szemben azonban az alsókéreg eredetű granulit xenolit lelőhelyek száma alárendelt. Így van ez a Kárpát-medencében is, ahol a több területen (Kelet-Ausztria, Kisalföld, Balaton-felvidék, Nógrád, Persányi-hegység) előforduló peridotit xenolitokkal szemben alsókéreg eredetű xenolitok csupán a Balaton-felvidék néhány

lelőhelyén találhatók (*1. ábra*). A Pannon-medence alsókéreg eredetű xenolitjaival számos korábbi tanulmány foglalkozott, amelyek közül most csak EMBEY-ISZTIN et al. (1990, 2003), KEMPTON et al. (1997), DOBOSI et al. (2003), valamint DÉGI & TÖRÖK (2004) munkáit emeljük ki. A következőkben az előbb felsorolt tanulmányok alapján foglaljuk össze a Pannon-medence granulitxenolitjanak kőzettani és geokémiai sajátságait, valamint az alsókéreg eredetére vonatkozó elképzeléseket. A munka során felhasznált geokémiai adatok, bár több közleményben szerepelnek, ugyanazokban a laboratóriumokban készültek. Az analitikai munka részletei a szerzők előbb felsorolt publikációiban megtalálhatók.

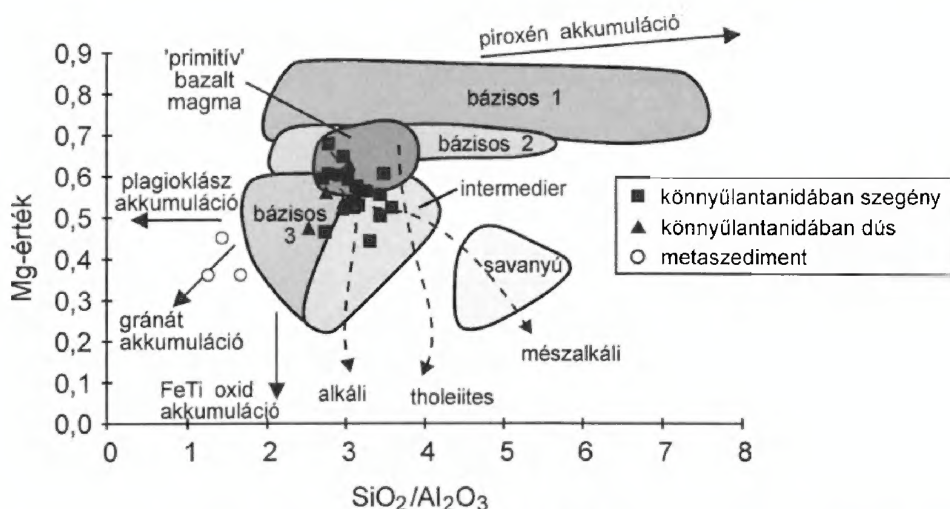
A xenolitok petrográfiája

Az alsókéreg eredetű xenolitok mérete néhány centimétertől a 15 centiméteres nagyságig változik. A szövetük granoblasztos, ekvigranuláris, egyenes szemcsehatárokkal. Az átlagos szemcseméret a minták túlnyomó részében 1 mm körüli, de vannak durvább (több mm-es szemcsékből álló), illetve finomabb (néhányszor 100 mikronos) szemcseméretű xenolitok is. A legtöbb metamagmás xenolit 20–40% gránátot, 30–70% klinopiroxént, illetve igen változó mennyiségű (4–44%) plagioklászt, néhány esetben ortopiroxént, valamint szkapolitot tartalmaz. Járulékos ásványként szinte mindegyik mintában ilmenit vagy titanomagnetit, ritkábban rutil vagy szfén mutatható ki. Néhány xenolit amfibolt is tartalmaz. A xenolitok általában homogén megjelenésűek, de nem ritka a plagioklász vagy a gránát enyhe rétegzettsége. Bár a kishőmérsékletű átalakulás nem jelentős, a gránátok körül szinte minden mintában spinellből, ortopiroxénből és bázisos plagioklászból álló kelifites szegély található. A Bondoró-hegyen talált granulitxenolitokban gránátot egyáltalán nem sikerült kimutatni, azonban az opak csomók jelenléte, továbbá a klinopiroxén ritkaföldfém tartama (DOBOSI 2003) arra utalnak, hogy a gránát az eredeti ásványegyüttes része volt, azonban valószínűleg termikus hatás eredményeképp teljesen kelifitté alakult. Ezzel szemben a Mindszentkállán, illetve Sabar-hegyen talált xenolitok rendkívül üde megjelenésűek, és bennük a gránát általában alig mutat átalakulást.

A metaszediment-xenolitok ásványos összetétele eltér a metamagmás kőzetektől: nem tartalmaznak klinopiroxént, viszont sok bennük a gránát (34–65%) és a plagioklász (33–50%). Kisebb mennyiségben kvarc, spinell, valamint egy mintában (M3044) biotit mutatható ki, járulékos ásványként pedig ilmenitet, rutilt, apatitot, zirkont és monacitot tartalmaznak. A talált metaszediment-xenolitok hozzávetőlegesen fele tartalmaz néhány százalék grafitot.

A xenolitok fő- és nyomelemei

A metamagmás granulitxenolitok bázisos összetételűek, amelyekben az SiO_2 tartalom 38,5–46,6 s%, az MgO tartalom 6,2–10,4 s%, az Mg-érték pedig 44 és 69 s% között változik. A Cr (105–482 ppm), illetve a Ni (60–244 ppm) mennyisége a primitív, köpeny eredetű, gyengén frakcionált bazalt magmákra jellemző. A KEMPTON & HARMON (1992) által használt Mg-érték – SiO_2/Al_2O_3 diagramban (2.

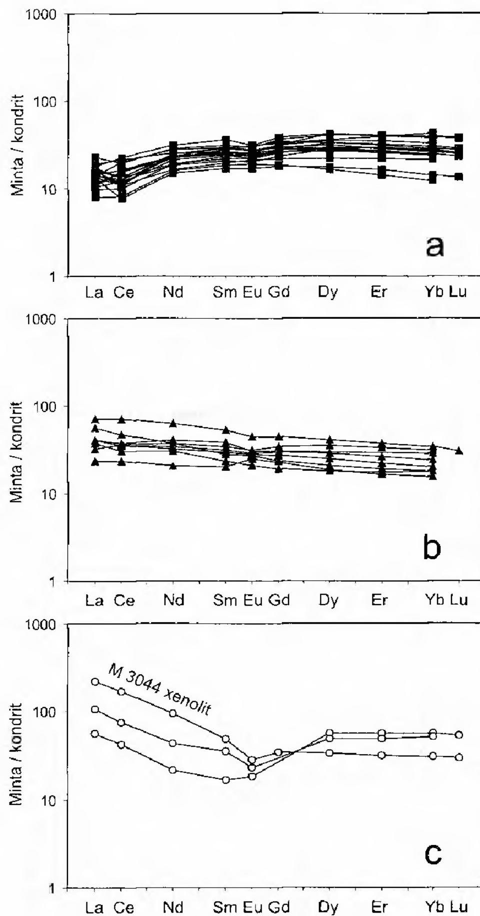


2. ábra. A granulit xenolitok összetétele az SiO_2/Al_2O_3 – Mg-érték diagramban. A különböző lelőhelyek bázisos, intermedier és savanyú alsókéreg xenolitjainak területe, valamint a „primitív" bazalt magma terület jelölése KEMPTON & HARMON (1992) alapján történt

Fig. 2 Mg-number vs. SiO_2/Al_2O_3 diagram for the Pannonian Basin granulite xenoliths. Definition of fields of mafic, intermediate and silicic lower crustal granulites are from KEMPTON & HARMON (1992)

ábra) a metamagmás xenolitok túlnyomóan a primitív bazaltmagmák területére, vagy annak közvetlen közelébe esnek, ami arra utal, hogy a xenolitok protolitjai nem kumulátumok és nem resztitek (parciális olvadás utáni maradékok), hanem minden valószínűség szerint teljesen megszilárdult bazaltos olvadékot képviselnek. A CIPW normaszámítás szerint a metamagmás granulitok többsége normatív olivint és hipersztént tartalmaz. A kőzetkémiai adatok arra utalnak, hogy a Pannon-medence metamagmás granulitjainak az olivin-tholeiithez közelálló összetételű protolitja lehetett.

A kondritnormált ritkaföldfém görbék alapján (3. *ábra*) a metamagmás xenolitok két csoportra oszthatók. Az első csoportba tartozó mintákban a nehéz és közepes lantanidák (Sm-Lu) kondrithoz viszonyított gyakorisága nagyjából azonos, viszont ezekhez képest könnyűlantanida (La-Nd) elszegényedést mutatnak (*3a ábra*); ezeket a xenolitokat a továbbiakban könnyűlantanidában szegény xenolitoknak nevezzük. A kondritnormált ritkaföldfém lefutás az óceánközépi hátságok olivin tholeiites bazaltjának (MORB) ritkaföldfém tartalmára emlékeztet. Az összes vizsgált metamagmás xenolit hozzávetőlegesen háromnegyede tartozik ebbe a csoportba. A többi metamagmás xenolit ritkaföldfém lefutása csaknem vízszintes, vagy kismérvű könnyűlantanida dúsulást mutat (*3b ábra*); ezeket a mintákat a továbbiakban röviden könnyűlantanidában dús xenolitoknak nevezzük. Fontos hangsúlyozni, hogy nincs kőzetkémiai és petrográfiai különbség a könnyűlantanidában szegény és dús xenolitok között. A csaknem vízszintes kondritnormált nehézlantanida lefutás, illetve a nehézlantanida elszegényedés hiánya arra utal, hogy a metamagmás granulitxenolitok protolitjának primer magmája a köpenyben a spinell stabilitási tartományban, azaz nem túl nagy mélységben képződhetett.



3. *ábra*. A Pannon-medence granulit xenolitjainak kondritnormált ritkaföldfém tartalma. A normáláshoz használt kondrit összetétel PALME (1988) cikkéből származik. A jelölés a 2. ábra jelölésével azonos

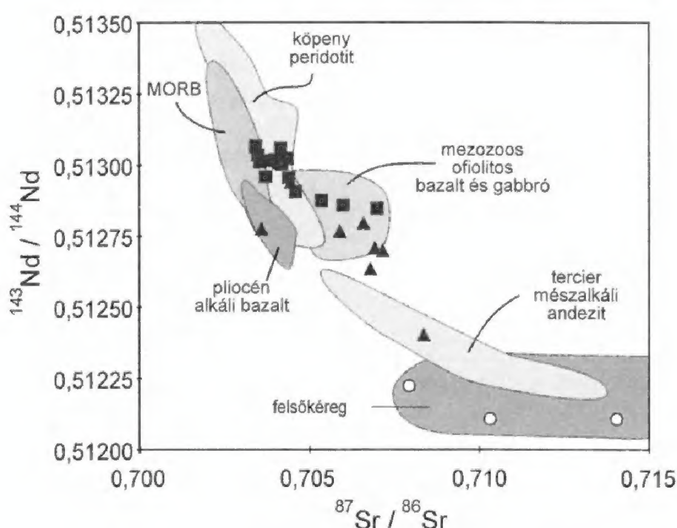
Fig. 3 Chondrite normalised REE plots for Pannonian Basin granulite xenoliths. Chondrite normalising values are from PALME *(1988). Symbols are as in Fig. 2*

A metaszediment zárványok kisebb MgO-tartalmúak (3,8–5,0 s%) és az SiO_2 (36,3–42,4 s%) is valamivel kevesebb bennük, mint a metamagmás xenolitokban. Egy (egyébként biotitgazdag) minta kivételével a metaszediment xenolitok is kevés káliumot tartalmaznak, Al_2O_3-tartalmuk (25,3–28,8 s%) azonban jelentősen meghaladja a metamagmás xenolitokét; a nagy Al_2O_3-tartalomnak köszönhetően jelentős mennyiségű normatív korundot tartalmaznak. A három metaszediment-xenolit a metamagmás xenolitoktól jól elkülönülve, kisebb SiO_2/Al_2O_3 hányadosoknál helyezkedik el a 2. *ábrán*. A metaszediment-xenolitok kémiai sajátságai (pl. kis SiO_2- és nagy Al_2O_3-tartalom) arra utalnak, hogy ezek a minták üledékes eredetű (valószínűleg pélites) kőzetek parciális olvadás utáni maradékai, azaz ún. resztitek lehetnek. Ezt a feltételezést a nagy gránáttartalom is alátámasztja.

A metaszediment zárványok kondritnormált ritkaföldfém lefutása (*3c ábra*) igen jellegzetes: a nehézlantanidáktól indulva először enyhe csökkenés mutatkozik a közepes lantanidák (Gd-Eu) felé, majd a görbület megváltozásával a könnyűlantanidák irányába ismét dúsulás látható. Az ilyen jellegű kondritnormált ritkaföldfém profil általában jellemző a metaszediment zárványokra (LEYRELOUP et al. 1982; MOUKADIRI & PIN 1998; SACHS & HANSTEEN 2000). A legerőteljesebb könnyűlantanida dúsulás a biotit tartalmú (M3044) xenolitban volt, valószínűleg ez a xenolit ment keresztül a legkisebb mértékű parciális olvadáson, azaz ennek összetétele állhat az eredeti üledékes prekurzor összetételéhez a legközelebb.

Izotóparányok

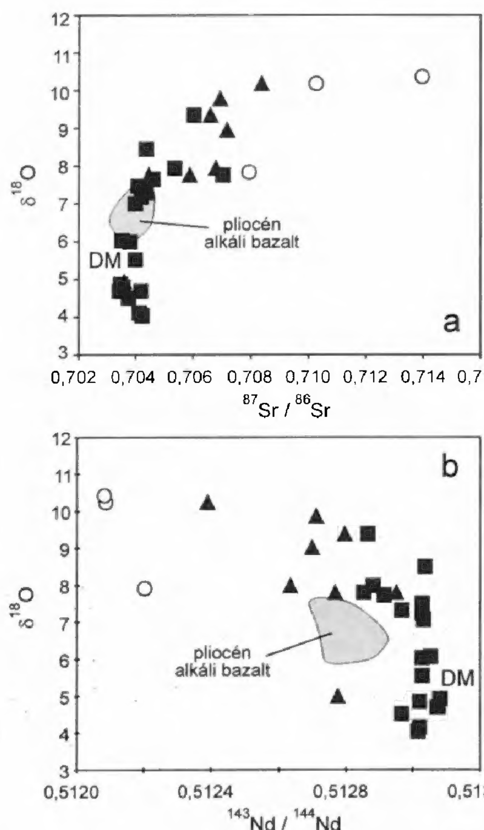
A granulitxenolitok $^{87}Sr/^{86}Sr$- és $^{143}Nd/^{144}Nd$-izotóparányai egymással negatív korrelációt mutatnak (*4. ábra*), és változásuk a MORB mezőtől egészen a felső



4. ábra. A Pannon-medence granulit xenolitjainak $^{87}Sr/^{86}Sr$– $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagramja. A plio-pleisztocén alkáli bazalt terület jelölése EMBEY-ISZTIN et al. (1993), a harmadidőszaki mészalkáli andezit terület SALTIERS et al. (1988), a mezozoos ofiolitos bazalt és gabbró terület (Bükk hg., Szarvaskő és Darnó) DOWNES et al. (1990), a Pannon-medence alatti köpeny peridotit terület DOWNES et al. (1992), a felső kéreg terület jelölése pedig LIEW et al. (1989), valamint MASON et al. (1996) alapján történt. A jelölés a 2. ábra jelölésével azonos

Fig. 4 $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ plot for Pannonian Basin granulite xenoliths. Fields for the host Plio-Pleistocene alkali basalts, Tertiary calc-alkaline magmas from the Pannonian Basin and Mesozoic ophiolitic basalts and gabbros from the Bükk Mountains are from EMBEY-ISZTIN et al. (1993), SALTIERS et al. (1988) and DOWNES et al. (1990), respectively. Also shown is the field of mantle xenoliths from the Pannonian Basin (DOWNES et al. 1992) The field of upper crust is based on data of LIEW et al. (1989) and MASON et al. (1996). Symbols are as in Fig. 2

kéregig terjedő tartományt átfogja. Ez a viszonylag nagy változás az alsókéreg izotópösszetételének heterogenitását mutatja. A könnyűlantanidában-szegény metamagmás xenolitok mutatják a legkisebb $^{87}Sr/^{86}Sr$ és legnagyobb $^{143}Nd/^{144}Nd$ értékeket, és túlnyomó részük viszonylag zárt mezőben a MORB és a köpeny peridotit területére esik. A magas Nd-izotóparány azt mutatja, hogy protolitjaik könnyűlantanidában-szegény köpeny rezervoárból származó bazaltos olvadékokból kristályosodtak. Az előző csoporthoz képest a könnyűlantanidában-dús xenolitok növekvő Sr- és csökkenő Nd-izotóparányt mutatnak. A kisebb $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány azt sugallja, hogy a könnyűlantanidában-dús metamagmás xenolitok protolitjai vagy egy könnyűlantanidákban dúsabb köpenydoménből származnak, vagy ún. dúsult ('enriched') kéreganyaggal keveredtek. A legnagyobb $^{87}Sr/^{86}Sr$ és legkisebb $^{143}Nd/^{144}Nd$ értékek a metaszediment xenolitokra jellemzők, ezek a xenolitok a felsőkéregre jellemző $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $^{143}Nd/^{144}Nd$ területre esnek. Egy minta kivételével a metamagmás xenolitok izotóparányai, illetve ezek változása távol esik a plio-pleisztocén alkáli bazaltok területétől, ami arra utal, hogy az izotópösszetétel változása nem a xenolitokat a felszínre hozó bazalttal való kölcsönhatás eredménye. Az alkáli bazalt területre eső minta azonban a petrográfiai vizsgálat szerint is részlegesen megolvadt, illetve kölcsönhatásba lépett az alkáli bazaltos magmával.



5. ábra. A Pannon-medence granulit xenolitjainak oxigénizotóp-arányai a $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a) és $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b) függvényében. A pliocén alkáli bazalt terület jelölése EMBEY-ISZTIN et al. (1993) alapján történt. A jelölés a 2. ábra jelölésével azonos

Fig. 5 $\delta^{18}O$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b) for Pannonian Basin granulit xenoliths. The field of the host Pliocene alkali basalts is from EMBEY-ISZTIN *et al. (1993). Symbols are as in Fig. 2*

Az alsókéreg xenolitok $\delta^{18}O$ értékei igen tág határok között változnak; a köpeny átlagos oxigénizotóp összetételénél ($\delta^{18}O$ = +5,6‰) lényegesen nagyobb (egészen +10,6‰-ig), illetve lényegesen kisebb (egészen +3,8 ‰-ig) oxigénizotóp-arányok is gyakoriak (*5. ábra*). Mivel az alkáli bazalt oxigénizotóp-aránya egyenlő, vagy nagyobb a köpeny oxigénizotóp-arányánál (DOBOSI et al. 1998), az alacsony $\delta^{18}O$ érték nem lehet a bezáró kőzettel történt kölcsönhatás eredménye. Bár nem zárható ki teljesen, hogy valamilyen késői, alacsony hőmérsékletű hidrotermális átalakulás megnövelte a xenolitok oxigénizotóp-arányát, azonban a nagyobb $\delta^{18}O$ értékkel gyakran együttjáró nagyobb $^{87}Sr/^{86}Sr$- kisebb $^{143}Nd/^{144}Nd$-izotóparány arra utal, hogy a nagy oxigénizotóp-arányok összességükben nem tulajdoníthatók másodlagos folyamatoknak. Ezt az is alátámasztja, hogy nincs összefüggés a gránát kelifitesedése és a xenolit oxigénizotóp-aránya között.

A könnyűlantanidában-dús xenolitok (egy kivétellel) nagy oxigénizotóp-aránnyal ($\delta^{18}O$ > +7,8‰), nagy $^{87}Sr/^{86}Sr$ (>0,7045) és kisebb $^{143}Nd/^{144}Nd$ (<0,5128) aránnyal rendelkeznek. Mindössze néhány könnyűlantanidában szegény granulit mutat némi átfedést a könnyűlantanidában dús granulit-xenolitok izotóparányaival (*5. ábra*).

A $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $\delta^{18}O$ diagramon (*5a ábra*) az adatok elrendezése egy keverési hiperbolára emlékeztet, ami összhangban állna egy primitív bazaltolvadék és egy nagy $\delta^{18}O$ értékkel rendelkező, alacsony Sr-tartalmú kéreganyag keveredésével (KEMPTON et al. 1997). Ebben a keveredésben a könnyűlantanidában-szegény granulit zárványoknak van a legkisebb, míg a könnyűlantanidában-dús zárványoknak a legnagyobb oxigénizotóp-aránya. A metaszediment xenolitok általában a könnyűlantanidában dús granulitokhoz hasonlóan nagy $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkeznek, azonban $^{87}Sr/^{86}Sr$ arányuk még azoknál is nagyobb. Hasonló, bár nagyobb szórást mutató elrendeződés látható a $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $\delta^{18}O$ diagramon is (*5b ábra*).

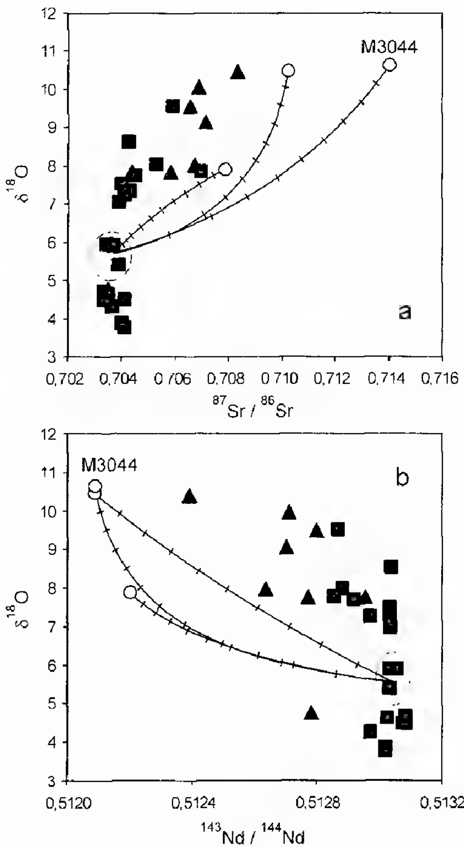
Az oxigénizotóp diagramok legfontosabb vonása, hogy a nagy $\delta^{18}O$ változáshoz képest a radiogénizotóp-arányok változása kicsi. Például míg egy mintacsoporton belül a $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány változása 0.001 alatt marad (0,5131 és 0,5130 között), addig a $\delta^{18}O$ értéke +3,8 és +8,6‰ között változik (*5b ábra*). A könnyűlantanidában szegény xenolitokban a +3,8 és +95‰ közötti oxigénizotóp-arány változás mindössze a 0,51285 és 0,51308 közötti $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány változással jár együtt. Hasonló a helyzet a Sr-izotóparányok (5. *ábra*), illetve a fő- és a nyomelem tartalom esetében is: mindezek az értékek viszonylag szűk határok között mozognak, szemben a tekintélyes $\delta^{18}O$ változással.

Az alsókéreg xenolitok eredete

A magmás alápárnázás modell

A Pannon-medence alsókéreg eredetű metamagmás granulitxenolitjainak kémiai összetétele arra utal, hogy protolitjaik primitív, vagy enyhén frakcionált, tholeiites affinitású bázisos magmás kőzetek lehettek (EMBEY-ISZTIN et al. 1990), amelyek KEMPTON et al. (1997) szerint valószínűleg egy nagy tömegű olivin-tholeiit összetételű magma köpeny/kéreg határra történt benyomulása, úgynevezett magmás alápárnázás ('underplating') révén keletkeztek. A modell szerint az alápárnázás a harmadidőszaki extenzió folyamán, ív-mögötti medencében ('back-arc basin') történt. A xenolitok egy részében megfigyelt könnyűlantanida dúsulást, valamint a radiogén- és az oxigénizotóp-arányok megfigyelt változását az olivin-tholeiites magma és a kéreg alsó részén már korábban jelenlevő kontinentális kéreganyag keveredésével (asszimilációjával) magyarázták. A kéreg komponens korát a $^{143}Nd/^{144}Nd$-izotóparányok alapján KEMPTON et al. (1997) legalább 1 milliárd évesre becsülte, ami az említett szerzők szerint arra utal, hogy az ALCAPA egység prekambriumi kéregtöredékeket is tartalmazott. Mivel az akkor vizsgált xenolitok között nem volt olyan minta, ami ezt az idős kéreganyagot képviselte volna, a fentebb vázolt hipotézis csak inverz modellezésen alapulhatott. A keverési hiperbolák kívánt görbületének eléréséhez azzal a feltevéssel kellett élni, hogy a korábbi, dúsult kéreganyag Sr- és Nd- tartalma kisebb volt, mint a köpeny eredetű magmás komponensé, ami viszont ellentmond a kéreganyagban feltételezett könnyűlantanida (és valószínűleg egyéb erősen inkompatibilis nyomelem) dúsulásnak. Hiányossága a modellnek, hogy az akkor rendelkezésre álló kevesebb oxigénizotóp mérés alapján még nem tulajdonítottak különösebb jelentőséget az átlagos köpenynél kisebb $\delta^{18}O$ értékeknek.

A KEMPTON et al. (1997) cikk megjelenését követően Sabar-hegyről és Mindszentkálláról előkerült metaszediment-xenolitok lehetővé teszik az előbbiekben vázolt modell kipróbálását, hiszen kézenfekvő a feltevés, hogy ezek a minták képviselik azt a korábbi kéreganyagot, amellyel a keveredés történhetett. A direkt modellezés során a dúsult anyagot tehát a 3 metaszediment eredetű xenolit, míg a benyomuló olivin-tholeiites magmát 5 könnyűlantanidában szegény xenolit átlaga képviselte, amelyek oxigénizotóp-összetétele a köpeny átlagos oxigénizotóp-összetétele (5.5 ‰) közelében volt. Az oxigén- és radiogénizotópok változásának kvantitatív modellezése a 6. *ábrán* látható. Az oxigén mindkét



6. ábra. A Pannon-medence granulit xenolitjainak oxigénizotóp-arány és (a) $^{87}Sr/^{86}Sr$, (b) $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagramja a számított keverési hiperbolákkal. A bekerített terület a számítások során a köpeny szélsőkomponens becsléséhez használt xenolitokat mutatja. A jelölés a 2. ábra jelölésével azonos

Fig 6. Plots of $\delta^{18}O$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (a) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b) for Pannonian Basin granulit xenoliths with calculated mixing curves. The mantle end member used in the calculations is encircled. Symbols are as in Fig. 2

szélsőkomponensben hasonló mennyiségben, kb. 50%-ban van jelen, így a keverési hiperbola görbülete csak a két szélsőkomponens megfelelő nyomelemarányától függ.

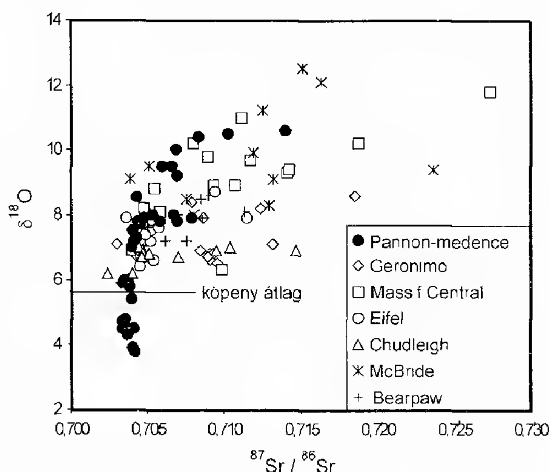
A *6. ábrá*ból a modellezés kudarca azonnal nyilvánvaló, hiszen a számított keverési hiperbolák egészen más görbületűek, mint az adatok elhelyezkedése. Ezt elsősorban az okozza, hogy a metaszediment szélsőkomponensek Sr- és Nd-tartalma nagyobb (esetenként jóval nagyobb), mint a köpeny eredetű szélső tagoké. Az eltérés különösen az M3044 biotit tartalmú minta „hozzákeverése" esetében jelentős; a ritkaföldfém-tartalom alapján (l. *3c ábra*) jó okkal feltételezhetjük, hogy ennek a mintának az összetétele áll a legközelebb az eredeti üledékes prekurzor összetételéhez.

Bár az alápárnázás és asszimiláció elmélete fenntartható volna azzal a kikötéssel, hogy a kontaminációt egy egyelőre még ismeretlen, alacsony Sr-, Nd- és Pb-tartalmú kéreganyag okozta, a keverési hipotézis semmilyen magyarázatot nem ad a kis $\delta^{18}O$ értékű xenolitok eredetére. Az újabb mérések (DOBOSI et al. 2003) kimutatták, hogy ezek a xenolitok az egész sorozat jelentős hányadát képezik, és világméretű összehasonlításban is egyedülállóak az alsókéreg eredetű xenolitok között (*7. ábra*). Ezért vagy megtaláljuk azt a folyamatot, amely ezt a kis oxigénizotóp-arányt létrehozta, vagy magyarázatot kell adnunk arra, hogy a tholeiites bazalt köpeny forrásának miért volt az átlagos köpenynél jelentősen kisebb $\delta^{18}O$ értéke. A Pannon-medence alatt kis oxigénizotóp-arányú köpeny jelenlétére a vulkanitok alapján nincs bizonyíték (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; DOBOSI et al. 1998).

A kis oxigénizotóp-arányú xenolitok eredete

A Földön az oxigén túlnyomó hányada a köpenyben van és ez az oxigén rezervoár meglehetősen homogén: átlagos $\delta^{18}O$ értéke hozzávetőlegesen +5,5‰

(MATTEY et al. 1994). A köpeny eredetű magmáknak, valamint az óceánközépi hátságok üde bazaltjainak átlagos oxigénizotóp-aránya +5.8 ‰ (HARMON & HOEFS 1995). A köpenyhez viszonyítva a kéreg kőzeteinek $\delta^{18}O$ értéke nagyobb (KEMPTON & HARMON 1992). Mindössze egyetlen kis oxigénizotóp-arányú (+4,5‰) granulitxenolitról tesz MENGEL (1990) említést Észak-Hessen területéről, azonban ott is az átlagos köpenynél nagyobb $\delta^{18}O$ értékek dominálnak. Ennek fényében valóban meglepő eredmény, hogy a Pannon-medence granulitxenolitjainak jelentős hányada az átlagos köpenynél vagy MORB-nál kisebb oxigénizotóp-aránnyal rendelkezik (*7. ábra*).



7. ábra. A Pannon-medence granulit xenolitjai $\delta^{18}O$ és $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékeinek összehasonlítása más területek granulit xenolitjaival. Az összehasonlító adatok KEMPTON & HARMON (1992) munkájából származnak. Massif Central és Eifel (Európa), Geronimo és Bearpaw (É-Amerika), Chudleigh és McBride (Ausztrália)

Fig. 7 Comparison of $\delta^{18}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of the Pannonian basin granulites with those of some other granulite xenolith suites, i.e. Massif Central and Eifel (Europe), Geronimo and Bearpaw (USA), Chudleigh and McBride (Australia). Data are from KEMPTON & HARMON (1992)

A kőzetek oxigénizotóp aránya különösen a Föld hidroszférájával való kölcsönhatásra érzékeny, és a változás iránya erősen függ a kölcsönhatás hőmérsékletétől. A szilikátokban az oxigénizotóp-arány csökkenése nagy hőmérsékletű víz-kőzet kölcsönhatás eredménye. Míg a tengervízzel való kölcsönhatás 250–300 °C hőmérsékleten a bazaltban 5,0–6,0‰ oxigénizotóp-arány növekedést okoz, addig hasonló kölcsönhatás nagyobb hőmérsékleteken (400 °C felett) már csökkenti a kőzet $\delta^{18}O$ értékét. A hidrotermálisan átalakult óceáni kéreg az egyetlen olyan jelentős szilikát rezervoár, ami az átlagos köpenynél kisebb $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkezik (MUEHLENBACHS 1986; ALT et al. 1986; KEMPTON et al. 1991).

Az óceáni kéreg a különböző hőmérsékletű hidrotermális átalakulás miatt igen változatos oxigénizotóp összetételű lehet. Míg a hidrotermálisan átalakult óceán aljzati bazalt oxigénizotóp-aránya 5‰-el is meghaladhatja az átlagos köpeny értéket, ugyanitt a gabbró kőzetek oxigénizotóp-arányai az átlag köpenynél jelentősen kisebbek lehetnek (MUEHLENBACHS 1986). Például KEMPTON et al. (1991) az óceáni alsókéregből származó gabbrók (ODP 735B fúrás) primer plagioklászaiban és klinopiroxénjeiben +3,1 és +6,4‰ közötti oxigénizotóp-arányokról számolt be; ugyanitt a nagy hőmérsékletű másodlagos amfibolok oxigénizotóp-aránya +1,0 és +4,8‰ közötti értékekre csökkent. Hasonlóan kis oxigénizotóp-arányokat találtak az óceáni kéreg hidrotermálisan átalakult bazaltos telér sorozataiban is (FRIEDRICHSEN 1985; KEMPTON & CASEY 1997).

Bár a kis oxigénizotóp-arányú primitív bazaltok ritkák, az utóbbi években ilyeneket is sikerült azonosítani (pl. Hawaii: EILER et al. 1996; Manus Basin:

MacPherson et al. 2000). A hawaii bazaltok csekély $\delta^{18}O$ értékét Eiler et al. (1996) a hidrotermálisan átalakult csendes-óceáni kéreg asszimilációjával magyarázta. Hasonló magyarázat azonban a Pannon-medence granulitjaira – már csak a terület kontinentális helyzete miatt is – elég valószínűtlen. Ráadásul a hawaii bazaltok $\delta^{18}O$ értéke csak kevéssel van az átlagos köpeny érték alatt (+4,7 és +5,1‰ között), míg a Pannon-medence granulitjaiban igen kicsi, akár 3,8‰ $\delta^{18}O$ értékek is vannak.

A hawaii bazaltokban a $\delta^{18}O$ érték változását Lassiter & Hauri (1998) a mélyen a köpenyben levő, szubdukálódott hidrotermálisan átalakult óceáni litoszféra hatásával magyarázza. A vulkanizmust okozó plume ilyen óceáni litoszféra darabot „mintázott meg" és ez a magyarázata mind a nagy mind a kis oxigénizotóp-arányú bazaltok eredetének. Szintén a szubdukálódott hidrotermálisan átalakult óceáni litoszféra részvételével, illetve ennek plume által történt megmintázásával magyarázza MacPherson et al. (2000) a Manus Basin kis $\delta^{18}O$ láváinak eredetét. Hasonló magyarázat a Pannon-medence granulitjaira nem alkalmazható, hiszen a könnyűlantanidában szegény granulitxenolitok ellentmondanak a plume eredetű lávák könnyűlantanidában dús jellegének. Tehát a magmás alápárnázás modellel nem sikerült megmagyarázni a könnyűlantanidában szegény, kis $\delta^{18}O$ értékű bazaltos magma eredetét. Ezért a továbbiakban feltételezzük, hogy a kis $\delta^{18}O$ értékek egy óceánaljzati eredetű protolit nagy hőmérsékletű hidrotermális átalakulását jelzik, azaz a granulitxenolitok protolitja tulajdonképpen óceánaljzat eredetű. Ez az óceánaljzat valószínűleg szubdukciós-akkréciós folyamatok révén az alpi konvergencia során kapcsolódott az európai kéreghez. A következő fejezetekben azt vizsgáljuk, hogy a Pannon-medence granulitxenolitjai eredetének új hipotézise hogyan magyarázza a xenolitok geokémiai (izotóp, főelem és nyomelem) sajátságait.

Az óceánaljzati eredet

A granulitxenolitok óceánaljzati eredete magyarázatot ad nemcsak a kis, hanem a nagy $\delta^{18}O$ értékre is, hiszen az óceánaljzati lávák alacsony hőmérsékletű hidrotermális átalakulása jelentősen megnöveli az oxigénizotóp-arányokat (Muehlenbach & Clayton 1972; Gregory & Taylor 1981). A Pannon-medence granulitxenolitjaiban megfigyelt igen tág határok közt mozgó oxigénizotóp-arány változás arra utal, hogy a xenolit sorozat nemcsak az óceáni kéreg felszínhez közeli (kismélységű) részeit képviseli, hanem a mélyebb részeit is. A nagy $\delta^{18}O$ értékű granulitxenolitok valószínűleg az óceáni kéreg felső részéből származnak (a pillow láva és az üledék összletből), hiszen ezek vannak kitéve a kis hőmérsékletű hidrotermális átalakulásnak, míg a kis $\delta^{18}O$ értékű xenolitok protolitjai az óceáni kéreg mélyebb részeiből erednek, pl. a teléres összletből, vagy a gabbró sorozatból, ahol a nagy hőmérsékletű hidrotermális átalakulás történik. Az oxigénizotóp-arányok hasonló változatosságát az ofiolit sorozatokon is megfigyelhetjük: pl. Putlitz et al. (2000) a Kikládok (Görögország) metabazaltjaiban (ofiolit sorozat felső része) a kis hőmérsékletű hidrotermális átalakulásra jellemző nagy $\delta^{18}O$ értékeket találtak, míg a metagabbrókban (a sorozat mélyebb része) nagy hőmérsékletű hidrotermális átalakulásra utaló kis $\delta^{18}O$ értékeket mértek.

A hidrotermális folyamatok során az oxigénizotóp-arány változást nem feltétlenül kíséri a radiogénizotóp-arányok, különösen a $^{143}Nd/^{144}Nd$ hasonló mértékű változása (JACOBSEN & WASSERBURG 1979; KEMPTON & CASEY 1997). Természetesen az óceánaljzati átalakulás megváltoztatja az U/Pb, illetve a Rb/Sr arányokat, így az idő előrehaladtával a Pb- és a Sr-izotóparányok erősebben változnak. Azonban e folyamatok során mind a $^{143}Nd/^{144}Nd$-, mind a Sm/Nd-arány változatlan marad. Ennek eredményeképp a hidrotermális átalakulás hatására a $\delta^{18}O$ széles határok között változhat, miközben a $^{143}Nd/^{144}Nd$-izotóparány alig fog változni, ami egyezik a granulitxenolitokban megfigyelt trenddel.

Bár a most javasolt modell eltér az alsókéreg granulitxenolitok eredetére általában alkalmazott modellektől (összefoglalóan l. DOWNES 1993), nem a Pannon-medence az egyetlen olyan terület, ahol az alsókéreg óceán aljzati eredete felmerült. Észak-Hessen területén (Németország) a granulitxenolitokat MENGEL (1990) spilitesedett óceáni kéreg eredetűnek tartotta, ami tektonikai folyamatok révén került az alsókéregbe. Azonban az észak-hesseni xenolitok közül mindössze egy mutatott a köpenynél kisebb (4,5‰) $\delta^{18}O$ értéket. MENGEL (1990) az óceánaljzati eredetre a nagy $\delta^{18}O$ változásból, illetve a kiugró Li koncentrációkból következtetett, hiszen a Li a hidrotermálisan átalakult óceáni kéregben dúsul. Észak-Hessenben a granulitxenolitok csak az óceáni kéreg felső, hidrotermálisan átalakult pillow láva összletét képviselik (erre utal az általában nagy oxigénizotóp-arány), ezzel szemben a Pannon-medencében az óceáni kéreg mind a felsőbb, mind az alsóbb szegmensei is az alsókéregbe kerültek.

Az óceánaljzati eredet összhangban van a xenolitok MORB-hoz hasonló, olivin tholeiitnek megfelelő összetételével, továbbá a sorozat EMBEY-ISZTIN et al. (2003) által kimutatott kisnyomású (plagioklász stabilitási tartományban történt) frakcionációjával is.

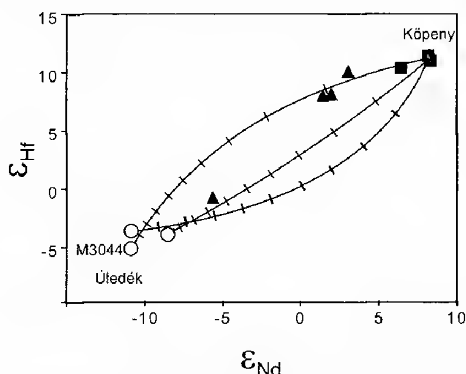
Az üledékek szerepe

Amennyiben elfogadjuk a könnyűlantanidában szegény granulitxenolitok óceáni kéreg eredetét, még mindig hátra van a könnyűlantanidában dús, kis $^{143}Nd/^{144}Nd$ arányú granulitxenolitok eredetének kérdése. Az óceánaljzati hidrotermális átalakulás ugyanis sem a könnyűlantanidák dúsulását, sem pedig az Nd-izotóparány csökkenését nem magyarázza (JACOBSEN & WASSERBURG 1979).

Feltehetjük, hogy a könnyűlantanidában dús granulitxenolitok genetikailag nem kapcsolódnak a könnyűlantanidában szegény xenolitokhoz. Ez azonban nem valószínű, hiszen nagyon nagy az ásvány-kőzettani, illetve a geokémiai hasonlóság a két granulit csoport között. A két típus között az átmenet csaknem folyamatos, ami inkább az azonos eredetet támasztja alá, és arra utal, hogy a könnyűlantanidák dúsulása esetleg valamilyen kontaminációs folyamat következménye.

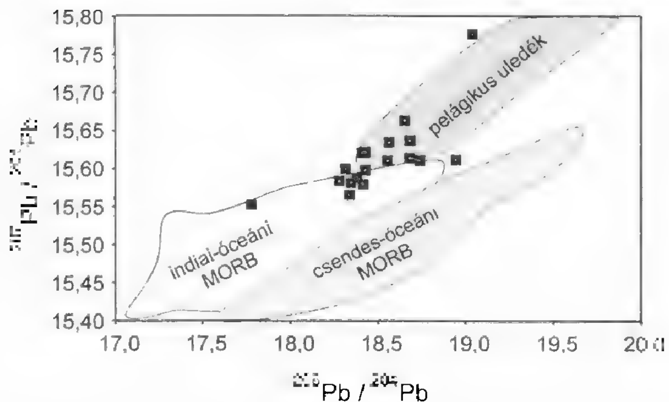
A kérdés megoldására azonban a Sr- és az O-izotópok nem igazán alkalmasak, hiszen ezeket az izotóparányokat nemcsak a kontamináció, hanem a hidrotermális átalakulás is érinti. Ezzel ellentétben a Nd- és Hf-izotópok ellenállóak az óceánaljzati hidrotermális átalakulással szemben (l. JACOBSEN & WASSERBURG 1979;

KEMPTON et al. 2002), így a két izotóprendszer kombinációja nagyon alkalmas a kontaminációs folyamatok vizsgálatára. A keverési számítások eredményei a *8. ábrán* láthatók. Sajnos csak kevés mintáról készültek $^{176}Hf/^{177}Hf$-izotóparány mérések, de van adat mind a könnyűlantanidában dús, mind a könnyűlantanidában szegény metamagmás xenolitokról, továbbá a három metaszediment-xenolitról is. A keverési számításoknál a bazalt szélsőkomponens két könnyűlantanidában szegény minta átlaga, míg a hozzá keveredő (kontamináló) szélsőkomponenst a három metaszediment-xenolit képviseli. A számítások azt mutatják, hogy a legkevésbé elszegényedett M3044 xenolit anyagával való keveredés felfelé domborodó görbét ad, míg az erősebben resztites xenolitokra számított keverési hiperbolák ellentétes irányba görbülnek. A mért könnyűlantanidában dús xenolitok közül 3 minta az M3044 (biotitos metaszediment) xenolittal számított keverési hiperbolára esik, és mintegy 10% üledék asszimilációt jelez. Egy minta azonban (ez mutatja a legnagyobb könnyűlantanida dúsulást az összes minta közül) a metaszediment-xenolitokhoz esik közelebb, és ez már legalább 50% üledék asszimilációt kívánna (bár ez a pont az előbbi keverési hiperbola alá esik). Érdemes megjegyezni, hogy ennek a mintának a teljes kőzet főelem összetétele semmiben sem tér el a többi metamagmás xenolit összetételétől. A rendelkezésre álló viszonylag kevés adat alapján is arra következtethetünk, hogy az üledék kontamináció néhány esetben elég jelentős (talán az 50%-ot is meghaladó) mértékű lehetett. Azonban ilyen mérvű kontamináció az óceáni hátságokon magmás folyamatok révén valószínűtlen. Elképzelhető azonban, hogy a bazalt a vele szorosan összefogazódott üledékekkel mechanikai úton keveredett is, majd az így létrejött hibrid kőzet a granulit fáciesű metamorfózis során legalább xenolit méretben, azaz néhányszor 10 cm-es léptékben homogenizálódott. Ismeretes, hogy a pillow lávákban az üledékek igen szoros kapcsolatban lehetnek a bazalttal (pl. CHRISTIE et al. 2001), tehát már pusztán mechanikai úton is meglehetősen jó keveredés jöhet létre. Ennek a folyamatnak a részletei még tisztázásra várnak, de érdemes megjegyezni, hogy az óceáni bazalt és a rárakódott üledék metamorf folyamatok során bekövetkező keveredésének lehetőségét már mások is felvetették. Az Orapa kimberlitből (Botswana) származó óceáni eredetű eklogitxenolitok radiogén és stabil izotóp változásait VILJOEN et al (1996) szintén a hidrotermálisan átalakult óceáni kéreg bazaltjaihoz történt pelágikus üledék keveredéssel magyarázta.



8. ábra. A Pannon-medence granulit xenolitjainak ε_{Nd}–ε_{Hf} diagramja (t=0) a köpeny és az üledékes szélsőkomponensek közötti keverési hiperbolák jelölésével. A jelölés a 2. ábra jelölésével azonos

Fig. 8 Plot of ε_{Nd} vs. ε_{Hf} (t=0) for a subset of Pannonian Basin granulite xenoliths with calculetad mixing curves between the mantle end member and the different metasedimentary xenoliths. Symbols are as in Fig. 2

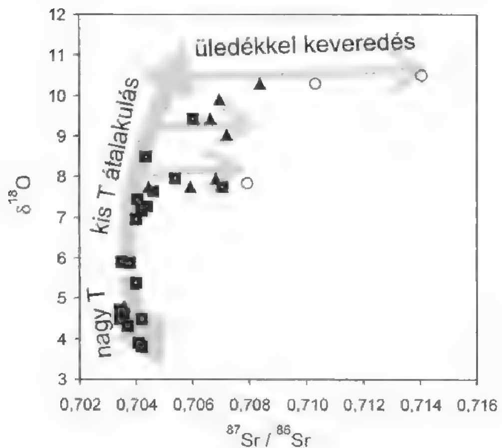


9. ábra. A Pannon-medence könnyűlantanida-szegény granulit xenolitjainak $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ izotóparányai az Indiai-óceán MORB, a Csendes-óceán MORB és a pelágikus üledékek ólomizotóp-arányaival összehasonlítva

Fig. 9. Plot of $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ showing LREE-depleted Pannonian Basin granulites relative to the fields for Indian and Pacific MORB

Amint az előbbiekben láttuk, a geokémiai adatok a legjobban Pannon-medence granulitxenolitjainak az óceánaljzati eredetével egyeztethetők össze. A *9. ábra* azonban azt mutatja, hogy a granulitxenolitok Pb-izotópösszetétele (különösen a $^{207}Pb/^{204}Pb$ arány) eltér a mai MORB ólomizotóp-összetételétől. Az ábra kizárólag a könnyűlantanidában szegény, azaz az üledékkel feltehetően nem kontaminált metamagmás xenolitok adatait tartalmazza. A $^{207}Pb/^{204}Pb$– $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagramon a mai csendes-óceáni MORB területére egyetlen xenolit sem esik, és az Indiai-óceáni MORB területén is csak néhány minta van. Természetesen nem tudjuk, hogy az óceáni terület, ahonnan a xenolitok származnak, a csendes-óceáni, vagy az indiai-óceáni MORB-hoz hasonló köpennyel rendelkezett, de a legtöbb minta minden MORB tartományon kívül esik. Ez akkor is igaz, ha az eltelt időt is figyelembe vesszük, azaz a xenolitok 100, 250 vagy 450 millió évvel ezelőtti ólomizotóp-összetételét ábrázoljuk, tehát a legtöbb xenolit MORB-tól eltérő Pb-izotóparánya nem az in situ radioaktív bomlás eredménye. Mivel ezek a xenolitok a pelágikus üledékek területére esnek, ezért feltehető, hogy a legtöbb xenolitot pelágikus üledék (illetve pelágikus üledék eredetű fluidum) kontaminálta. Hasonló $^{207}Pb/^{204}Pb$ dúsulás számos mediterrán ofiolitban (Troodos, Vaurinos, Antalya) is kimutatható (HAMELIN et al. 1984).

Azokat a folyamatokat, amelyek a Pannon-medence granulitxenolitjainak izotópösszetételét alakították, vázlatosan a *10. ábra* mutatja. Az ábrán látható, hogy az oxigénizotóp-arány változásának legnagyobb részét az óceáni kéreg hidrotermális átalakulása okozza. Az átalakulás iránya az izotópcsere hőmérsékletének függvénye: a



10. ábra. A Pannon-medence Sr/^{86}Sr diagramja, az izotóp arányokat meghatározó folyamatok sematikus ábrázolásával. A jelölés a 2. ábra jelölésével azonos

Fig. 10 Plot of $\delta^{18}O$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ for Pannonian Basin granulite xenoliths showing a two-stage process for the formation of the lower crust. Symbols are as in Fig. 2

nagyhőmérsékletű átalakulás során az óceáni kéregben a $\delta^{18}O$ értéke a köpeny átlaghoz viszonyítva csökken, míg a kisebb hőmérsékletű átalakulás során nő (l. nagy T és kis T trendek az ábrán). A tengervízzel való kölcsönhatás a Sr-izotóparányok növekedését eredményezi, mint az ábrán is látható, mind a nagy, mind a kis hőmérsékletű trendben (*10. ábra*); ugyanakkor azonban a Nd- és a Hf-izotóparányok változatlanok maradnak. A nagy $\delta^{18}O$ értékű xenolitok kis Nd, és nagy Sr- izotóp aránya, valamint nagy $(La/Yb)_N$ aránya az óceáni üledékekkel való keveredést mutatja. Ez a kontamináció az óceáni kéreg felső részén a legvalószínűbb, azaz azokon a részeken, amelyek a kis hőmérsékletű hidrotermális átalakulásnak is a legjobban voltak kitéve.

Összefoglalás és következtetések

A granulitxenolitokon nyert Sr-Nd-Pb-Hf- és O-izotóp adatok a Pannon-medence alatti alsókéreg eredetének újszerű értelmezéséhez vezettek. A korábbi (kevesebb mérésen alapuló) modellel szemben, amely szerint a granulitxenolitok protolitja a medence kainozoos extenziója során bekövetkezett bazaltos „alápárnázás" (underplating) során képződött volna (KEMPTON et al. 1997), az adatok arra utalnak, hogy a xenolitok protolitja óceáni kéregben képződött, minden valószínűség szerint egy ív-mögötti medencében. Az új értelmezés összhangban van a főelem és nyomelem adatokkal, továbbá az eredeti magmás sorozat kisnyomású differenciációjával is. Az óceáni kéreg valószínűleg az alpi orogenezis során forrt az Európai-lemezhez, bár koradat még nem áll a rendelkezésünkre. Az ólomizotóp-összetétel még a könnyűlantanidában szegény xenolitok esetében is pelágikus üledékekkel való kölcsönhatásra utal.

A xenolit sorozat egy részének „ősi" Nd-izotóparánya nem az alsókéregbe nyomult bazaltmagma és az 1 milliárd évesnél idősebb kontinentális kéreg kölcsönhatásának eredménye, hanem az óceán aljzati lávák prekambriumi kontinentális kéreg komponenst is tartalmazó üledékkel való „összefogazódása" révén alakulhatott ki. KEMPTON et al. (1997) azon megállapítása tehát, miszerint az Alpaca mikrolemez igen ősi, prekambriumi kéregdarabokat is tartalmaz, nem tartható fenn. Az óceáni kéreg eredetű blokk akkrécióját követően történt a granulit fáciesű metamorfózis.

Köszönetnyilvánítás

A Pannon-medencE alsókéreg eredetű granulitxenolitjainak kutatásában a cikk szerzőin kívül még Hilary DOWNES (London) és Pam KEMPTON (Keyworth) vettek részt. A kutatásokat a T 025978 és T 035031 számú OTKA pályázatok, valamint a GB-65/98 számú OMFB–TÉT Alapítvány és a British Council által finanszírozott együttműködés keretében végeztük. SZABÓ Csaba és TÖRÖK Kálmán gondos lektorálását ezúton szeretnénk megköszönni.

Irodalom – References

ALT, J. C., MUEHLENBACHS, K. & HONNOREZ, J. 1986: An oxygen isotope profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP Hole 504B. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **80**, 217–227.

CHRISTIE, D. M., PEDERSEN, R. B. & MILLER, D. J. 2001: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 187 [CD-ROM]. Available from Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845–9547, USA.

DÉGI J. & TÖRÖK K. 2004: Kőzettani bizonyítékok a kéreg kivékonyodására a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen. – *Magyar Geofizika* **44**, 125–133.

DOBOSI, G., DOWNES, H., MATTEY, D. & EMBEY-ISZTIN, A. 1998: Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian Basin: evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area. – *Lithos* **42**, 213–223.

DOBOSI, G., KEMPTON, P., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., THIRLWALL, M. & GREENWOOD, P. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary, Part 2: Sr-Nd-Pb-Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 671–683.

DOBOSI, G. 2003: A felsőköpeny és az alsó kéreg geokémiája a bázisos vulkanitok és xenolitjaik vizsgálata alapján – elsősorban a Kárpát-medence példáján. – MTA Doktori Értekezés, Budapest, 294 p.

DOWNES, H. 1993: The nature of the lower continental crust of Europe: petrologic and geochemical evidence from xenoliths. – *Phys. Earth Planet. Int.* **79**, 195–218.

DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 340–354.

DOWNES, H., PANTÓ, Gy., ÁRKAI, P. & THIRLWALL, M. F. 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. – *Lithos* **24**, 201–215.

EILER, J. M., FARLEY, K. A., VALLEY, J. W., HOFMANN, A. W. & STOLPER, E. M. 1996: Oxygen isotope constraints on the sources of Hawaiian volcanism. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **144**, 453–468.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., KEMPTON, P., DOBOSI, G. & THIRLWALL, M. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary, Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 652–670.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI G., INGRAM, G. A., HARMON R. S. & SCHARBERT H. G. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *J. Petrol.* **34**, 317–343.

EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1990: Mafic granulite and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implication for the deep structure of the Pannonian Basin. – *Mineral. Mag.* **54**, 463–483.

FRIEDRICHSEN, H. 1985: Strontium, oxygen and hydrogen isotope studies on primary and secondary minerals in basalts from the Costa Rica Rift, Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Leg 83. – In: ANDERSON, R. N, HONNOREZ, J. & BECKER, K. (Ed.): Initial Reports DSDP Leg 83. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 289–295.

GREGORY, R. T. & TAYLOR, H. P. 1981: An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: evidence of $\delta^{18}O$ buffering of the oceans by deep (> 5 km) seawater-hydrothermal circulation of mid-ocean ridges. – *J. Geophys. Res.* **86**, 2737–2755.

HAMELIN, B., DUPRE, B. & ALLÉGRE, C. J. 1984: The lead isotope systematics of ophiolite complexes. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 351–366.

HARMON, R. S. & HOEFS, J. 1995: Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from different geotectonic settings. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **120**, 95–114.

JACOBSEN, S. B. & WASSERBURG, G. J. 1979: Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source region of mid-ocean ridge basalts. – *J. Geophys. Res.* **84**, 7429–7445.

KEMPTON, P. D. & CASEY, J. F. 1997: Petrology and geochemistry of cross-cutting diabase dikes, Sites 920 and 921. – In: KARSON, J. A. & CANNAT, M., MILLER, D. J. & , D (Eds): Proc. ODP Science Results, 153: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 363–377.

KEMPTON, P. D. & HARMON, R. S. 1992: Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 971–986.

KEMPTON, P. D., HAWKESWORTH C. J. & FOWLER M. B. 1991: Geochemistry and Isotopic Composition of gabbros from layer 3 of the Indian Ocean crust, ODP Leg 118, Hole 735B. – In: VON HERZEN R. P. & ROBINSON P. T. (Eds): Proc. ODP, Sci. Results, **118** College Station, TX (Ocean Drilling Program) 125–143.

KEMPTON, P. D., DOWNES, H. & EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian Basin: Insights into the lower crust of a collapsed orogen. - *J. Petrol.* **38**, 941–970.

KEMPTON, P. D., PEARCE, J. A., BARRY, T. L., FITTON, J. G., LANGMUIR, C. & CHRISTIE D. M. 2002: Sr-Nd-Pb-Hf Isotope Results from ODP Leg 187: Evidence for Mantle Dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and of the Indian MORB Source. – *Geochem. Geophys. Geosyst.* (electronic journal) **3**, 1074, doi: 10.1029/2002GC000320.

LASSITER, J. C. & HAURI, E. H. 1998: Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **164**, 483–496.

LEYRELOUP A., BODINIER, J. L., DUPUY, C. & DOSTAL, J. 1982: Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Central Hoggar (Algeria) – Implications for the lower crust. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **79**, 68–75.

LIEW, T. C., FINGER, F. & HOCK, V. 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. – *Chem. Geol.* **76**, 41–56.

MACPHERSON, C. G., HILTON, D. R., MATTEY, D. P. & SINTON, J. M. 2000: Evidence for an ^{18}O-depleted mantle plume from contrasting $^{18}O/^{16}O$ ratios of back-arc lavas from the Manus Basin and Mariana Trough. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **176**, 171–183.

MASON, P. R. D., DOWNES, H., THIRLWALL, M., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., LOWRY, D. & MATTEY, D. 1996: Crustal assimilation as a major petrogenetic process in the East Carpathian Neogene and Quaternary continental margin arc, Romania. – *J. Petrol.* **37**, 927–959.

MATTEY, D., LOWRY, D. & MACPHERSON, C. 1994: Oxygen isotope composition of mantle peridotite. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **128**, 231–241.

MENGEL, K. 1990: Origin of crustal xenoliths from the Northern Hessian Depression (NW Germany): petrological and geochemical evolution. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **104**, 8–26.

MOUKADIRI, A. & PIN, C. 1998: Major and rare earth element geochemistry of metasedimentary granulite xenoliths in Quaternary alkali basalts from the Middle Atlas (Morocco): evidence for a partly restitic lower crust. – *C. R Acad. Sci. Paris, Earth Planet. Sci.* **327**, 589–595.

MUEHLENBACHS K. 1986: Alteration of the oceanic crust and the ^{18}O history of seawater. – In: VALLEY J. W., TAYLOR H. P. & O'NEIL J. R. (Eds): Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. – *Mineral. Soc. Am. Rev.* **16**, 425–444.

MUEHLENBACHS, K. & CLAYTON, R. N. 1972: Oxygen isotope studies of fresh and weathered basalts. – *Can. J. Earth Sci.* **9**, 172–184.

PALME, H. 1988: Chemical abundances in meteorites. – In: KLARE, G. (Ed.): Reviews in Modern Astronomy. Springer, Berlin, 28–51.

PUTLITZ, B., MATTHEWS, A. & VALLEY, J. W. 2000: Oxygen and hydrogen isotope study of high-pressure metagabbros and metabasalts (Cyclades, Greece): implications for the subduction of oceanic crust. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **138**, 114–126.

RUDNICK, R. L. 1992: Xenoliths – Samples of the lower continental crust. – In: FOUNTAIN, D. M., ARCULUS, R. & KAY, R. W. (Eds): Continental lower crust. – *Developments in Geophysics* **23**, Elsevier, Amsterdam, 293–316.

RUDNICK, R. L. & FOUNTAIN, D. M. 1995: Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. – *Rev. Geophys.* **33**, 267–309.

SACHS, P. M. & HANSTEEN, T. H. 2000: Pleistocene underplating and metasomatism of the lower continental crust: a xenolith study. – *J. Petrol.* **41**, 331–356.

SALTIERS, V. J. M., HART, S. R. & PANTÓ, Gy. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. – *AAPG Memoir* **45**, 279–292.

TAYLOR, S. R. 1989: Growths of planetary crusts. – *Tectonophysics* **161**, 147–156.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1995: The geochemical evolution of the continental crust. – *Rev. Geophys.* **33**, 241–265.

VILJOEN, K. S., CRAIG, B., SMITH, C. B. & SHARP, Z. D. 1996: Stable and radiogenic isotope study of eclogite xenoliths from the Orapa kimberlite, Botswana. – *Chem. Geol.* **131**, 235–255.

Kézirat beérkezett: 2004. 04. 23.

Földtani Közlöny 134/4, 499–520. (2004) Budapest

Felsőköpeny eredetű xenolitok Tihanyról: nyomonkövethető litoszféra-fejlődés a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen?

Upper mantle xenoliths from Tihany: traceable lithosphere evolution in the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field?

FALUS György[1,2] – SZABÓ Csaba[1]

(7 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület; tihanyi vulkán; felsőköpeny zárvány, orientáció eloszlás

Keywords: Bakony – Balaton Highland Volcanic Field; Tihany ; upper mantle xenolith, olivine orientation distribution

Abstract

Tihany is the oldest alkali basalt volcano (8 Ma) of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Filed. During its magmatic activity, the underlying upper mantle has been sampled by the uprising magma. The occurrence of these mantle fragments provides an opportunity to study the physico-chemical evolution beneath the region over a 4-million-year period.

The xenoliths are clinopyroxene-poor spinel peridotites. Texturally they are fine- and coarse-grained poikilitic rocks. Constituent mineral phases display depleted geochemical compositions in basaltic major elements. The analysed major element compositions are quite similar to xenoliths with poikilitic texture from other locations of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field.

The orientation of olivine crystals in the only fine-grained, banded-mantle xenolith found was also analysed. The results demonstrated that deformation in the lithospheric mantle beneath Tihany dominantly took place in the dislocation creep regime. Moreover, the orientation distribution pattern observed in this xenolith is similar to those fine-grained xenoliths, derived from the shallow subcontinental lithospheric mantle, that are present in other xenolith locations of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field. This suggests that these fine-grained mantle xenoliths represent similar mantle horizons.

The equilibrium temperatures of the xenoliths from Tihany, estimated using mineral compositions, would have been 70–100 °C higher than those of xenoliths with similar textures in other locations of the volcanic field. The oxygen fugacity values of the Tihany xenoliths are similar to values for xenoliths with a poikilitic texture from the other xenolith localities of the region.

The remarkable differences in equilibrium temperatures are believed to be the result of the significantly older age of sampling by volcanism in Tihany than that for the other regions of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field. Xenoliths occurring in the pyroclasts of Tihany were sampled temporally considerably closer to the major rift phase of the Pannonian Basin and thus represent a significantly higher temperature lithosphere than other xenoliths of the volcanic field.

The studied xenoliths derived from the shallow subcontinental lithosphere represent a warmer and rheologically different upper mantle than the mantle fragments from other xenolith locations of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field.

[1]ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

[2]ELGI, Kutatási Főosztály, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23, falus@elgi.hu

Összefoglalás

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület legidősebb alkáli bazalt vulkánja a tihanyi vulkán (7,5–8 Ma). Magmás aktivitása során kis mennyiségű, felsőköpeny eredetű, peridotitos összetételű zárvány is a felszínre került, amely lehetőséget nyújt a Balaton-felvidék alatti felsőköpeny 8 millió évvel ezelőtti állapotának közvetlen vizsgálatára.

A xenolitok klinopiroxénben szegények és kizárólag finom-, illetve durvaszemcsés poikilites szövetűek. Összetételük bazaltos főelemekben kimerült jelleget mutat. Az egyetlen finomszemcsés kőzetzárvány olivinjein mért orientációeloszlás alapján megállapítható, hogy a Tihany alatti felsőköpenyben lezajló deformáció uralkodóan kristályplasztikus deformációs mechanizmushoz köthető. Az orientáció-eloszlás tökéletesen megegyezik a tágabb terület más lelőhelyeiről származó, hasonló szövetű zárványok olivinjeinek orientáció-eloszlásával, amely alapján feltételezhető, hogy ugyanazt a köpeny horizontot reprezentálják.

Az ásványok összetétele alapján becsült egyensúlyi hőmérséklet értékek 70–100 °C-kal nagyobbnak adódnak, mint a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más lelőhelyein hasonló szövettel megjelenő peridotit zárványok esetén. Az oxigénfugacitás-értékek ugyanakkor megegyeznek más lelőhelyek hasonló szövetű zárványaiéval.

Az egyensúlyi hőmérsékletben tapasztalt eltérés legfőbb oka a Tihany alatti felsőköpeny megmintázódásának jelentősen idősebb kora. A tihanyi piroklasztit rétegekben megjelenő peridotit zárványok a Pannon-medence fő riftesedési eseményéhez időben jóval közelebb mintázódtak meg és ezáltal egy nagyobb hőmérsékletű litoszférát reprezentálhatnak.

A megvizsgált kőzetzárványok feltételezhetően a sekély köpenylitoszférából származnak és egy jóval nagyobb hőmérsékletű, eltérő rheológiai tulajdonságokkal rendelkező felsőköpenyről tanúskodnak, mint a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület fiatalabb vulkánjaiból származó kőzetzárványok.

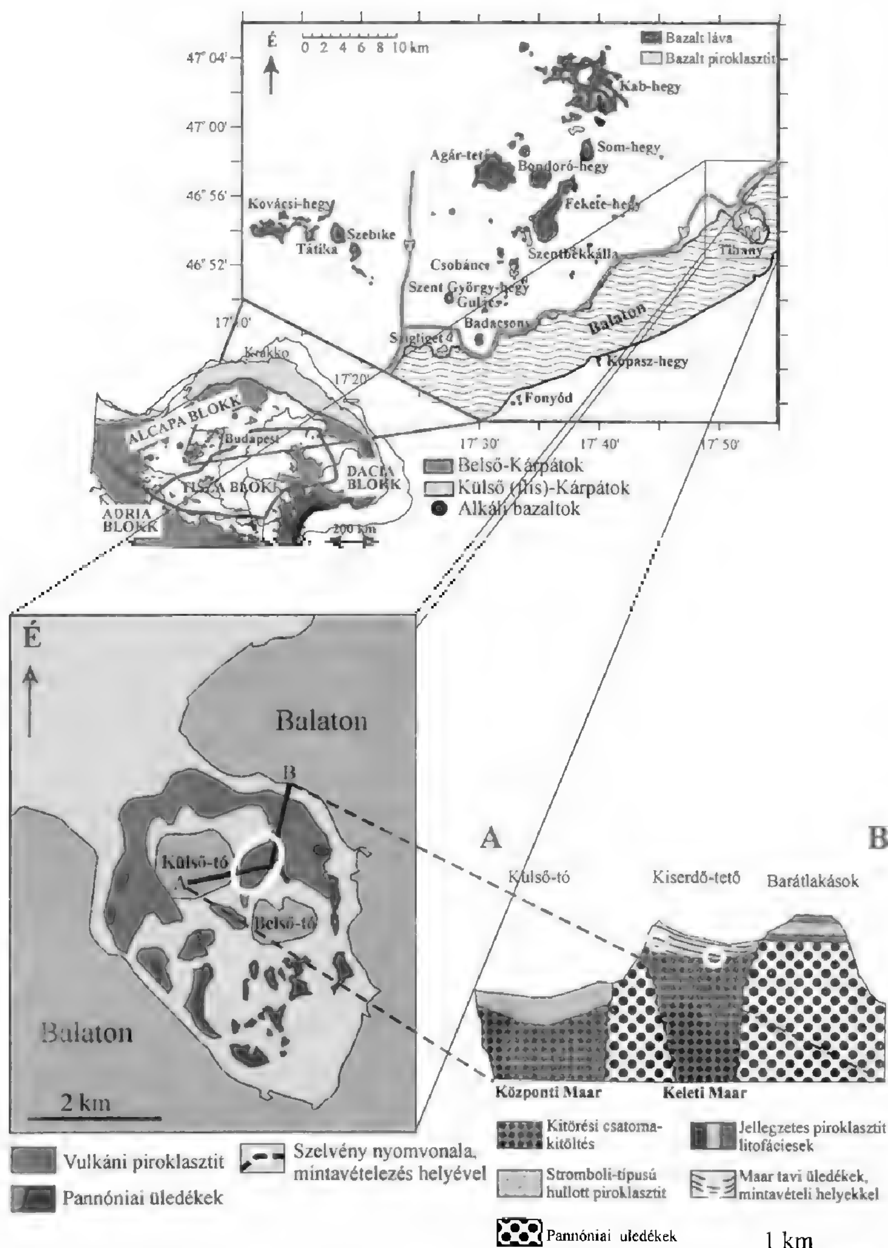
Bevezetés

A Kárpát–Pannon régió területén levő plio-pleisztocén alkáli bazalt előfordulások jelentős hányadában megjelennek felsőköpeny eredetű, általában peridotitos összetételű kőzetzárványok (pl.: EMBEY-ISZTIN 1976; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992; SZABÓ & TAYLOR, 1994; SZABÓ et al. 1995; VASELLI et al. 1995, 1996). A legjelentősebb előfordulások nyugati irányból kelet felé haladva: a Stájer-medence, Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék, Nógrád–Gömör és a Persány-hegység (*1. ábra*).

E lelőhelyek közül az elterjedését, a kitörési centrumok számát (NÉMETH & MARTIN 1999), valamint a megvizsgált felsőköpeny xenolitok mennyiségét tekintve a legjelentősebb a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület. Legismer-

1. ábra. → Tihany helyzete a Pannon–Kárpáti térségben, a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen belül (JUGOVICS 1967 alapján HARANGI 2001). Tihany földtani felépítése (BUDAI et al. 1999) jellegzetes vulkanológiai piroklaszt szelvénnyel (NÉMETH et al. 1999) és a xenolitok mintavételi helyeivel

Figure 1. → The position of Tihany in the Carpathian–Pannonian Region, within the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (after JUGOVICS, 1967 HARANGI 2001). Geological structure of Tihany (BUDAI et al. 1999) with a characteristic volcanological pyroclastic section (NÉMETH et al. 1999) and the locations of xenolith sampling. Hungarian terms on the figure: Bazalt láva – basaltic lava; Bazalt piroklasztit – basaltic pyroclastite; Belső-Kárpátok – Inner Carpathians; Külső (flis)-Kárpátok – External (flysch) Carpathians; Alkáli bazaltok – alkalic basalts; Vulkáni piroklasztit – volcanic pyroclastics; Pannóniai üledékek – Pannonian sediments; Szelvény nyomvonala, mintavételezés helyével – track of the vertical section with sampling locations; Kitörési csatornakitöltés volcanic vent deposits; Stromboli-típusú hullott piroklasztit – Stromboli type fallen pyroclastics; Jellegzetes piroklasztit litofáciesek – characteristic pyroclastic lithofacies; Maar tavi üledékek, mintavételi helyekkel– Maar lake sediments with sampling locations; Központi maar – central maar; Keleti maar – eastern maar.



tebb zárvány-lelőhelyeiről: Szentbékkálla, Szigliget, Bondoró-hegy nagymennyiségű, szöveti tulajdonságait tekintve rendkívül változatos felsőköpeny kőzetanyag vizsgálatát végezték, el, illetve jelenleg is végzik (pl.: EMBEY-ISZTIN 1976; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992; BALI et al. 2001; 2002). A kőzettani- és geokémiai vizsgálati eredmények alapján felvázolt kép a vulkáni terület alatti felsőköpeny sokfázisú fejlődését jelzi. A peridotitok geokémiai összetétele erős korrelációt mutat a zárványok szöveti képével: a deformálatlan (protogranuláris) szövetű xenolitok általában bazaltos főelemekben [Na, Ti, Al,

Ca, Fe, (Si)] gazdagok, míg inkompatibilis nyomelemekben (pl.: könnyű ritkaföldfémek) szegények. Ugyanakkor a deformált szövetű kőzetzárványok éppen fordítva, amelyek a bazaltos főelemekben szegényedtek el, míg inkompatibilis nyomelemekben általában gazdagodást mutatnak (EMBEY-ISZTIN 1976; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992; BALI et al. 2001; 2002).

A Bakony–Balaton-felvidék legjobban megvizsgált (fent említett) ultrabázisos kőzetzárvány lelőhelyei mellett, ugyanakkor léteznek a területen olyan előfordulások, amelyek sokkal kisebb mennyiségű és általában rosszabb megtartású zárványt tartalmaznak (pl. Tihany, Mindszentkálla). Ugyanakkor a zárványok vizsgálata rendkívüli jelentőséggel bír a terület alatti felsőköpeny evolúciójának teljesebb megértéséhez, tágabb időbeli fejlődésének megismeréséhez.

A Bakony–Balaton-felvidék legidősebb ismert alkáli bazaltos vulkáni tevékenysége a tihanyi vulkáni centrumhoz kötődik. Radiometrikus koradatok alapján a tihanyi vulkánosság körülbelül 8 millió évvel ezelőtt kezdődött (BALOGH & NÉMETH 2004), amely jóval meghaladja a Bakony–Balaton-felvidék legjobban megvizsgált ultrabázisos kőzetzárvány jólismert lelőhelyeinek (pl. Szentbékkálla, Szigliget, Bondoró-hegy) korát (2,3–4 Ma; BALOGH & PÉCSKAY 2001). Mindezek alapján a tihanyi peridotit zárványok vizsgálatával a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület alatti felsőköpeny 8 millió éves állapotáról nyerhetünk képet.

A dolgozat célja kettős: 1) Tihany, mint (régi) új zárványlelőhely 13 begyűjtött felsőköpeny zárványának petrográfiai leírása és a jellegzetes kőzetzárványok főelem-geokémiai jellemzése és ismertetése; valamint 2) a terület alatti felsőköpeny időbeli fejlődésének nyomon követése. A kőzetanyag vizsgálata során használt módszerek (részletes petrográfiai-mikrodeformációs elemzés, mikroszondás elemzés) segítségével a felsőköpeny fizikai és kémiai paramétereinek időbeli változásának számszerűsítésére teszünk kísérletet.

Geológiai háttér

A Kárpát–Pannon régió kialakulása az alpi hegységképződés késői fázisához, az Apuliai- és Európai-lemezek konvergenciájához kötődik (HORVÁTH 1993; CSONTOS 1995; FODOR et al. 1999). A térség medencerendszereinek kialakulásának fő mozgatórugója a régió ÉK-i majd keleti peremén a külső Kárpátok mentén zajló szubdukció (CSONTOS et al. 1992; HORVÁTH 1993) és ezzel egyidejűleg az ALCAPA blokk alpi kompressziós zónából történő kilökődése (pl.: KÁZMÉR & KOVÁCS 1985). A kora-miocéntől a késő-miocénig tartó, a szubdukciós hátragördülés (rollback) hatására végbemenő medenceképződési folyamat során a térség litoszférája (kéreg és litoszférikus köpeny nagyjából egyenlő mértékben) nagy mértékű kivékonyodást szenvedett, amelynek fő fázisa a badenire tehető. Geofizikai modellszámítások alapján a becsült kivékonyodási érték átlagosan 1,4–1,6 körüli (HUISMANS et al. 2001). A medencefejlődés során fellépő fő feszültségirányok (σ_3) ÉNy–DK-iről K–Ny-ra változtak (FODOR et al. 1999). Egyes geofizikai modellek egy, a Pannon-medence képződéséhez kapcsolódó második rift fázist is elkülönítenek, amely során elsősorban a litoszférikus köpeny kivékonyodása zajlott a medence központi részén (HUISMANS et al. 2001). A modellek szerint e második medenceképződési

fázis mozgatórugója az aktívan feláramló asztenoszféra lehetett. A második extenziós fázist a modellszámítások alapján a szarmatára teszik. Az asztenoszféra anomálisan sekély pozícióját és szerepét a Kárpát–Pannon régió képződésében már korábbi geofizikai tanulmányok is feltételezték (pl.: STEGENA et al. 1975). Az nem vitatott, hogy a régió alatti felsőköpeny szokatlanul vékony, átlagosan körülbelül 60 km (HORVÁTH 1993).

Az aktív rift fázist követő termális süllyedési szakasz után, a késő-miocénben illetve pliocénben a medenceképződés befejeződött. Ugyanekkor a térség területén szétszórtan posztextenziós alkáli bazaltos vulkanizmus zajlott (pl.: SZABÓ et al. 1992, EMBEY-ISZTIN et al. 1993; HARANGI 2001). Az alkáli bazaltok esetenként nagy mennyiségű, felsőköpeny eredetű, elsősorban peridotitos zárványt tartalmaznak. A Kárpát–Pannon régió alkáli bazalt előfordulásai közül mind kiterjedését, vulkáni centrumainak számát, mind megkutatottságát tekintve a legjelentősebb a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület (*1. ábra*).

A vulkáni területen a magmatizmus 8 és 2,3 Ma között zajlott. A vulkánok kora és területi eloszlása között nincs szembeötlő összefüggés. A piroklasztit rétegsorokban számos jel utal viszonylag nagymélységű magma–víz kölcsönhatásra (NÉMETH et al. 1999). Legújabb vizsgálatok alapján a bazaltos vulkanizmus fő aktivitása 3,8-4 millió évvel ezelőtt zajlott (WIJBRANS et al. 2004). Az ultrabázisos zárványokat tartalmazó bazaltos előfordulások jelentős része (pl.: Szigliget) ebben a periódusban, vagy még később képződött (pl.: Bondoró- 2,3 Ma; BALOGH & PÉCSKAY 2001). A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület legidősebb alkáli bazaltos vulkáni maradványai Tihanyban találhatók. A vulkáni működés korát a legújabb vizsgálatok is (BALOGH & NÉMETH 2004) kb. 7,5–8 millió évesnek feltételezik.

A tihanyi vulkán területének tanulmányozása során egy szokatlan, több kitörési központból álló maar-vulkáni komplexum körvonalazódik (NÉMETH et al. 1999). A vulkáni komplexum különlegessége a nagy mennyiségű, piroklasztitos rétegekben megjelenő, mély eredetű akcesszórikus litikus törmelék együttes előfordulása lágy üledékszerkezetekkel (jellegzetes maar-típusú kitörés; LORENZ 1986), amely folyamatos vízutánpótlást jelez a kitörések során (jellegzetes tufagyűrű típusú hidrovulkáni kitörés; WOHLETZ & SHERIDAN 1983). A tihanyi-típusú maar elnevezést NÉMETH et al. (2000) alkalmazták először azokra a vulkáni centrumokra, ahol a felemelkedő magma és a nedves üledék kölcsönhatása legalább olyan jelentős a vulkán fejlődésében, mint a vulkanizmus késői fázisában, a repedezett aquifer befolyása a freatomagmás rétegsorok képződése során.

A tihanyi vulkán alatti vízadó porózus közeg (a Pannon törmelékes üledékes sorozat) és repedezett vízadó szilur palák, permi vörös homokkő és mezozoos karbonátok kombinációjából épült fel. A kitörés folyamán az explóziós központ folyamatosan egyre mélyebbre haladt. A nedves kitörések során egyre mélyebb litikus elegyrészek kerültek a felszínre. A kezdeti hidrovulkáni aktivitást Sztromboli-, alárendeltebben Hawaii-típusú vulkáni kitörések jellemezték, amely a vízutánpótlás csökkenését jelzi (NÉMETH et al. 2000).

A vizsgált ultrabázisos xenolitok a Tihanyi-félsziget központi részéről származnak a Keleti Maar kürtő-kőzetegyüttesét lefedő maar tavi üledékekben (NÉMETH et al. 1999) jelennek meg a Kiserdő-tető területén (*1. ábra*).

Vizsgálati módszerek

A részletes tanulmányozásra begyűjtött 13 felsőköpeny eredetű xenolit makroszkópos leírását követően hét kiválasztott kőzetből készült mindkét oldalán polírozott, 50–60 mikrométer vastagságú vékonycsiszolat. A vékonycsiszolatokat alapos áteső- és ráesőfényes optikai mikroszkópos (Nikon Eclipse E600POL – ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium) vizsgálatnak vetettük alá. A kőzetek ásványos összetételének megvizsgálása mellett különös hangsúlyt fektettünk a szöveti, és egy reprezentatív zárvány esetében a mikrodeformációs elemek vizsgálatára. A petrográfiai vizsgálat során nagy hangsúlyt kapott az intersticiális üvegek és karbonátok leírása is.

A 7 kiválasztott zárvány közül a mikroszkópos vizsgálatok alapján egynek a kőzetszöveti tulajdonságai indokolták részletesebb mikrodeformációs vizsgálat elvégzését. A vizsgálatot univerzális forgatóasztalon (közismertebb nevén Fedorov-asztalon) végeztük (Biolar P- polarizációs mikroszkópra szerelt Ernst Leitz Wetzlar 2415 – ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium). A vizsgálathoz irányított mintát készítettünk a makroszkopikus foliációra merőlegesen, az ásványos lineációval párhuzamosan. A kőzetben 50 olivin kristály orientációját határoztuk meg, úgy, hogy 2 optikai tengely orientációját megmértük, a harmadik optikai tengely orientációját pedig számoltuk.

A petrográfiai és mikrodeformációs vizsgálatok mellett 3 jellegzetes, reprezentatív mintán mikroszondás (JEOL JXA-8600 hullámhosszdiszperzív detektorokkal felszerelt elektronmikroszonda – Firenze, Firenzei Egyetem, Földtudományi Tanszék) vizsgálatot is végeztünk. A mikroszondás vizsgálat során nemzetközi standardokat használtunk. A mérés 15 KeV gyorsítófeszültséggel 10 nA-es mintaáram mellett elemenként 10, illetve 40 másodperces mérési időtartam mellet zajlott. A nyers adatok ZAF korrekcióját és tömegszázalékos kiértékelését BENCE & ALBEE (1968) módszere alapján végezte a gép.

Petrográfia

A tihanyi piroklasztit rétegekből begyűjtött 13 felsőköpeny eredetű kőzetzárvány makroszkóposan épnek tűnik. A kőzetek általában 2–6 cm átmérőjű, gyakran kerekded képződmények formájában jelentek meg a vulkáni üledékekben. A nagyobb zárványok peremén esetenként megjelent vékony, néhány milliméteres bazaltos kéreg.

A kőzetek jelentős része, már kézipéldányban is jól megfigyelhető módon, durvaszemcsés poikilites. A 13 vizsgált xenolit közül mindösszesen 1 finomszemcsés kőzetzárvány került elő.

A hét, részletes vizsgálatra kiválasztott xenolitot a petrográfiai vizsgálatok alapján szöveti és modális szempontokat figyelembe véve 2 csoportba tudtuk osztani: 1) durvaszemcsés poikilites, olivingazdag, változó ortopiroxén tartalmú, klinopiroxén szegény peridotit és 2) finomszemcsés, olivingazdag peridotit.

A részletesen megvizsgált kőzetek túlnyomó részét a (6 db) az 1. csoportba tartozó durvaszemcsés poikilites kőzetek alkotják. A szemcseméret átlagosan 1–3 mm, bár a kőzetben megjelenő ortopiroxének, illetve klinopiroxének ennél finomabb szemcseméretűek is lehetnek (0,5–1 mm). A kőzetek összetétele meglehetősen egyhangú: olivin – 70–95 tf%; ortopiroxén – 6–25 tf%; klinopiroxén – 2–6 tf%; spinell < 1 tf% (a részletes vizsgálatra kiválasztott 3 minta modális összetételét az *1. táblázat* tartalmazza). A szemcsék általában izometrikusak, kerekdedek (*2a. ábra*). A szemcsehatárok, azokban a kőzetekben, ahol ez egyértelműen megállapítható, általában görbe vonalúak, bár egyenes, enyhén ívelt szemcsehatárok is megjelennek (*2a. ábra*). A szemcsehatárok azonban zömében korrodálódtak, így geometriájuk nem egyértelműen meghatározható. A nagyobb méretű olivinek általában unduláló, illetve pásztázó kioltást mutatnak. Az egyik durvaszemcsés poikilites zárványban (Tih03-06), amely nagymennyiségű ortopiroxént tartalmaz (25 tf%), összetételi sávosság mutatkozik: ortopiroxéngazdag sávok váltakoznak olivin-gazdag zónákkal.

A mindössze egyetlen finomszemcsés peridotit (Tih03-02) orto- és klinopiroxénben szegény. A kőzet szemcseméret-eloszlása meglehetősen heterogén. Kevés, nagyobb méretű (0,5–1 mm), enyhén megnyúlt olivinszemcse mellett nagy mennyiségű finomszemcsés ásványegyüttes jelenik meg (*2b. ábra*). A kőzetben előforduló orto- és klinopiroxén ebben a finomszemcsés ásványhalmazban található. A xenolitban enyhe sávozottság figyelhető meg, amely nagyjából párhuzamos a nagyobb olivinek megnyúlási tengelyével. A szemcsehatárok geometriája, azok korrodáltsága miatt nehezen meghatározható. Enyhén unduláló kioltás jelentkezik a durvább olivin szemcséken, míg a finomszemcsés kristályok kioltása nem rendellenes.

A xenolitok sajátossága, amely mindkettő kőzettípusnál egységesen megfigyelhető, a spinellek sajátos megjelenése. A spinellszemcsék ugyanis minden esetben, szinte kizárólagos módon a szilikátos fázisokban zárványként jelennek meg. A spinellek jóval kisebb méretűek (20–50 μm), mint a többi köpenyfázis. Alakjuk általában kerekded, esetenként ovális is lehet (*2c. ábra*). A Tih03-12 durvaszemcsés poikilites peridotitban megjelenik egy nagy (100 μm) intersticiális spinell is, amely kisméretű, kerekded olivineket zár magába (*2d. ábra*).

A spinellek elhelyezkedése, továbbá klinopiroxének nagyfokú hiánya alapján mind a durva-, mind pedig a finomszemcsés kőzeteket különleges „poikilites" szövetű zárványoknak tartjuk. Ennek a viszonylag ritka szöveti típusnak a jelenlétére a Bakony–Balaton-felvidék területén már EMBEY-ISZTIN (1976; 1989; 2001) felhívta a figyelmet. Megjelenése világszerte más lelőhelyekről (pl.: Kína; XU et al. 2003) is ismert.

Egyes durvaszemcsés poikilites peridotitok (pl.: Tih03-12) jelentősebb mennyiségű intersticiális kőzetüveget tartalmazhatnak. A kőzetüveg elsősorban a szemcsehatárok mentén jelenik meg, de akár jelentősebb méretű olvadékcsomók is előfordulhatnak (*2e. ábra*). A kőzetüveg esetenként erek formájában egészen a peridotit zárványt körülvevő bazaltos kéregig nyomon követhetők. Ritkán, pl. a Tih03-12 xenolitban az olvadékcsomókban jelentős méretű, kerekded karbonátok is megjelenhetnek (*2e. ábra*).

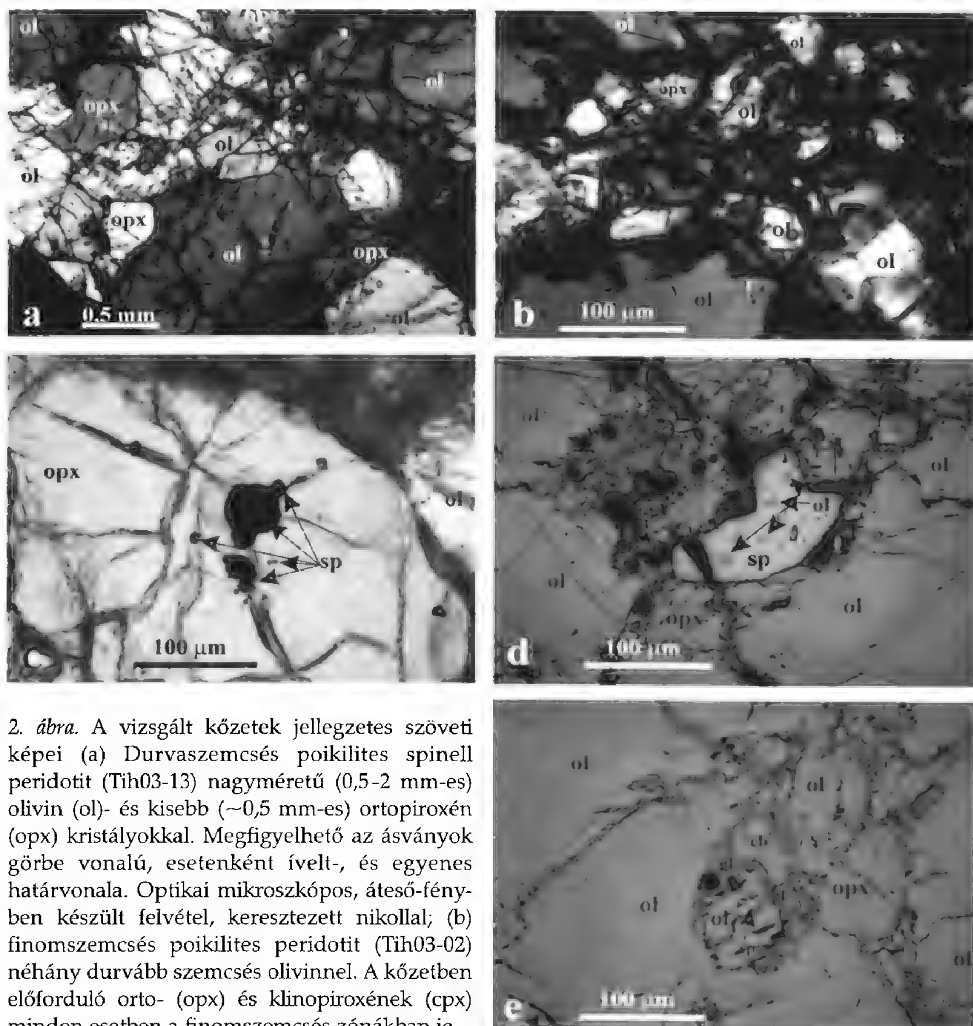
1 táblázat. A vizsgált tihanyi felsőköpeny eredetű kőzetzárványok modális- és főelem-összetétele, valamint egyensúlyi hőmérséklete (T) és oxigénfugacitása $(\Delta_{log}fO_2)$.

Table 1 Modal, major element composition, equilibrium temperature (t) and oxygen fugacity $(\Delta_{\lambda og}fO_2)$ values of the studied samples from Tihany

minta	Tih03-02				Tih03-12					Tih03-13				
szövet	f-poik				d-poik					d-poik				
modális öt. (tf%)	2	7	<1	91		2	9	<1	89		1	16	<1	83
mérések száma	n=3	n=2	n=3	n=3	n=3	n=2	n=3	n=3	n=3	n=4	n=2	n=3	n=3	n=4
ásvány	cpx	opx	sp	ol	cpx-m	cpx-p	opx	sp	ol	cpx-m	cpx-p	opx	sp	ol
Elem														
SiO_2	52,6	55,9	0,02	40,4	51,6	51,8	55,9	0,03	40,4	52,1	52,9	56,1	na.	40,4
TiO_2	0,13	0,04	0,15	ka.	0,22	0,34	ka.	0,16	ka.	0,29	0,12	0,05	0,06	ka.
Al_2O_3	4,44	2,41	33,0	0,04	6,24	4,79	2,55	25,3	ka.	5,60	4,79	2,93	30,0	0,04
Cr_2O_3	1,08	0,35	31,9	ka.	1,97	1,40	0,45	38,1	ka.	1,28	1,30	0,58	35,9	ka.
FeO	4,24	8,37	20,8	10,1	3,36	3,27	6,02	19,2	9,13	3,84	3,71	6,20	17,0	9,00
MnO	0,11	0,18	0,16	0,14	0,07	0,09	0,14	0,19	0,12	0,10	0,13	0,13	0,17	0,14
NiO	na.	na.	0,09	na.	na.	na.	na	0,23	0,35	na.	na.	na.	0,18	na.
MgO	16,4	33,0	15,0	49,9	15,9	17,3	33,7	15,1	49,8	16,6	16,6	33,4	16,0	49,9
CaO	20,3	0,77	na.	0,09	19,2	19,2	0,82	na.	0,09	19,6	20,1	0,89	na.	0,09
Na_2O	0,72	0,09	na.	na.	1,23	0,88	0,08	na.	na.	1,2	1,1	0,08	na.	na.
Totál	100,05	101,18	101,15	100,74	99,78	99,06	99,58	98,34	99,85	100,53	100,79	100,36	99,30	99,60
Al-ksz.	0,19				0,27	0,21				0,24	0,20			
Na-ksz.	0,05				0,09	0,06				0,08	0,08			
mg# (Mg/Mg+Fe)	0,87	0,88	0,56	0,90	0,89	0,90	0,91	0,02	0,91	0,89	0,89	0,91	0,63	0,91
cr# (Cr/Cr+Al)			0,39					0,50					0,45	
Fo%				89,78					90,68					90,83
T(°C)	1070				1130					1100				
$\Delta logfO_2$	0,96				0,09					0,67				

modális öt. – modális összetétel; n – mérések száma; ol – olivin; opx – ortopiroxén, cpx-m – klinopiroxén mag; cpx-p – klinopiroxén perem; ksz – kationszám; ka. – kimutatási határ alatt; na – nincs analizálva; az egyensúlyi hőmérsékletet Brey & Köhler (1990), az oxigénfugacitást Ballhaus et al. (1990) módszere alapján számoltuk.

modális öt. – modal composition; n – number of analyses; ol – olivine; opx – orthopyroxene; cpx-m – clinopyroxene core; cpx-p – clinopyroxene rim; ksz – cation number; ka. – below detection limit; na – not analyzed; Equilibrium temperatures calculated using the method of Brey & Kohler (1990), oxygen fugacity after Ballhaus et al. (1990)

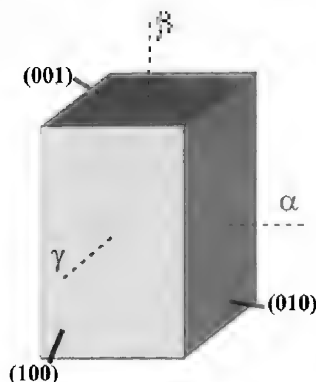


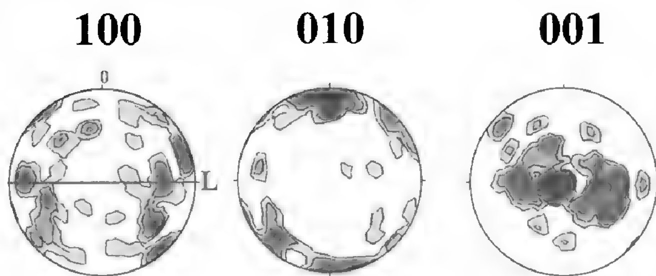
2. *ábra.* A vizsgált kőzetek jellegzetes szöveti képei (a) Durvaszemcsés poikilites spinell peridotit (Tih03-13) nagyméretű (0,5-2 mm-es) olivin (ol)- és kisebb (~0,5 mm-es) ortopiroxén (opx) kristályokkal. Megfigyelhető az ásványok görbe vonalú, esetenként ívelt-, és egyenes határvonala. Optikai mikroszkópos, áteső-fényben készült felvétel, keresztezett nikollal; (b) finomszemcsés poikilites peridotit (Tih03-02) néhány durvább szemcsés olivinnel. A kőzetben előforduló orto- (opx) és klinopiroxének (cpx) minden esetben a finomszemcsés zónákban jelennek meg. Optikai mikroszkópos, áteső-fényben készült felvétel, keresztezett nikollal; (c) kerekded spinell (sp) zárványok ortopiroxénben a durvaszemcsés Tih03-13 peridotitból olivin környezetében. Optikai mikroszkópos, áteső-fényben készült felvétel, egy nikollal; (d) jelentősebb méretű (~100 μm) intersticiális spinell (sp), olivin (ol) zárványokkal ortopiroxén (opx) és olivin környezetében (Tih03-12). Optikai mikroszkópos, ráeső-fényes felvétel egy nikollal. (e) olvadékcsomó kőzetüveggel (gl) és karbonáttal (cb) egy durvaszemcsés peridotitban (Tih03-12), olivin és ortopiroxén környezetében. Optikai mikroszkópos, ráeső-fényben készült felvétel egy nikollal

Fig. 2 Photomicrographs of characteristic textural features (a) coarse grained poikilitic spinel peridotite (Tih03-13) with large (0.5 to 2 mm) olivine (ol) and finer grained (~0.5 mm) orthopyroxene (opx) crystals. The curvilinear, gently curved and straight grain boundaries are clearly observed. Optical microscope image in transmitted light and crossed polars; (b) fine grained poikilitic peridotite (Tih03-02) with a few coarse grained olivines. Orthopyroxene (opx) and clinopyroxene (cpx) occurs solely in the fine grained zones. Optical microscope image in transmitted light and crossed polars; (c) rounded spinel (sp) inclusions in orthopyroxene from the coarse grained Tih03-12 peridotite, surrounded by olivine. Optical microscope image in transmitted light and parallel polars; (d) relatively coarse grained interstitial spinel (~100 μm) with olivine inclusions surrounded by orthopyroxene and olivine (Tih03-12). Optical microscope image in reflected light; (e) melt pocket with glass (gl) and carbonate (cb) in a coarse grained peridotite (Tih03-12) surrounded by olivine and orthopyroxene. Optical microscope image in transmitted light and parallel polars

Olivin orientáció analízis

A hét kiválasztott zárvány közül egyetlen zárvány (Tih03-02) petrográfiai tulajdonságai indokolták részletes, univerzális forgatóasztalos orientáció analízisét a megfelelő orientációban elkészített csiszolaton (lásd vizsgálati módszerek c. fejezet). Az univerzális-forgatóasztallal meghatározott 2 optikai tengely orientációja alapján, egy erre a célra összeállított program segítségével kiszámítottuk a 3. optikai tengely orientációját is, majd az eredményeket, alsó félgömb vetületben, egyenlő területű sztereografikus projekcióban ábrázoltuk (3. *ábra*).





3. ábra. Olivin kristálytani irányai és optikai tengelyeinek viszonya. 50 olivin kristály sztereografikus projekciója alsó félgömb egyenlő területű vetületben. A sztereografikus projekción a kontúrok 1, 2, 3-szoros egységes eloszlást jelzik. A vízszintes vonal a foliációt az L a lineációt jelzi

Fig. 3 Relation of crystal axes and optical orientations in olivine. Lower hemisphere, equal are stereographic projection of 50 olivine crystals. The contours in the stereogram represent 1, 2, 3, multiples of uniform distribution. Horizontal line denotes foliation, L-lineation

Az orientáció-analízis meglehetősen szórt képet mutat a vizsgált zárvány esetében (3. *ábra*). Az [100]-tengelyek, amelyek olivin esetén megfeleltethetőek a γ-törésmutató irányának (3. *ábra*), nagyjából szimmetrikusan helyezkednek el a lineációhoz képest a foliáció síkjában. Világosan kirajzolódik azonban az [100]-tengelyek sávszerű elrendeződése a foliációtól jelentősebb szögértékek irányába. A [010]-tengelyek, amelyek megfelelnek az olivinek α-optikai tengelyeinek, jól kivehető maximumot mutatnak a foliációra és a lineációra merőleges irányban. Ugyanakkor, jelentős a tengelyirányok sávszerű elhelyezkedése a foliációhoz és lineációhoz viszonyított alacsonyabb szögértékek felé. A [001]-tengelyek (β-optikai tengely) orientáció-eloszlása maximumot mutat a foliáció síkjában a lineációra merőlegesen. Kisebb mértékű sávszerű eloszlás a foliáció síkjában is megfigyelhető. Az [100]-, valamint [010]-tengelyek esetében megfigyelhető orientáció-eloszlás az olivinek köpeny körülmények között (~1000 °C; 10–15 kbar) jellegzetes (010)[100]-siklatási rendszer (Avé Lallemant & Carter 1970)

szerinti deformációját, valamint e deformáció során bekövetkező alszemcse-rotációhoz kötődő dinamikus átkristályosodást jelzi (TOMMASI et al. 2001). A [001]-tengelyek orientációjának sávszerű eloszlása a foliáció síkjában esetleges lapulást (pl.: DIJKSTRA 2001), illetve más siklatási rendszerek (pl.: (100)[001] siklatási rendszer) aktivációját (pl.: ZHANG et al. 2001) jelezheti a felsőköpeny deformációja során.

Megemlítendő, hogy a Tih03-02 zárványban megfigyelt olivin kristálytengelyek orientáció-eloszlása világviszonylatban (pl.: TOMMASI et al. 2000; DIJKSTRA 2001) egyedinek számít. Ugyanakkor az orientáció-eloszlás a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más lelőhelyeiről (Szentbékkálla, Szigliget) előkerült zárványok egy részéhez nagyon hasonló (FALUS 2004).

Geokémia

A petrográfiai vizsgálatok alapján a 7 kiválasztott kőzetből 3 reprezentatív mintát jelöltünk ki további részletes elektronmikroszondás vizsgálatra. A kiválasztási szempontokban nagy hangsúlyt kapott, hogy lehetőleg mindkét szöveti típus kőzeteiben megjelenő ásványok összetételét megismerjük. A durvaszemcsés poikilites peridotitok esetén törekedtünk arra, hogy kis és nagy ortopiroxén tartalmú kőzeteket is megvizsgáljuk. Az elemzés célja a három reprezentatív zárvány kőzetalkotó ásványaik főelem-összetételének meghatározása, valamint kémiai homogenitásuk megállapítása volt. Ennek érdekében több ásványon mértünk mag, illetve peremi összetételeket (*1. táblázat*). Mindezek mellett az ásványok főelem-összetételéből, kísérleti kőzettani eredmények (pl.: BREY & KÖHLER 1990; BALLHAUS et al. 1990) felhasználásával egyensúlyi hőmérsékletet, valamint oxigénfugacitást is becsültünk (lásd később).

Klinopiroxén

A három kőzet klinopiroxénjeinek összetétele, amelyet a *1. táblázat* tartalmaz, MORIMOTO (1989) rendszere alapján diopszidos. Oxidos elem-összetétele SiO_2 51,6–52,6 m/m%, mg-értékek ($Mg/(Mg+Fe_{tot})$ 0,87–0,89, Al_2O_3 4,44–6,24 m/m%, TiO_2 0,12–0,34 intervallumban változik. A finomszemcsés (Tih03-02) zárványban nem, a két durvaszemcsés poikilites peridotitban (Tih03-12; Tih03-13) azonban az ásvány magja és pereme között összetételbeli különbség adódott. A különbség elsősorban az ásványok Al_2O_3-tartalmában mutatkozott meg, amely mindkét esetben a perem felé mutatott jelentős csökkenést 6,24, illetve 5,60 m/m%-ról 4,79 m/m%-ra. Mindkét kőzetben megfigyelhető továbbá a FeO tartalom kismértékű csökkenése a magtól a szegély irányába (3,36-ról 3,27 m/m%-ra, illetve 3,84-ről 3,71 m/m%-ra). Egyéb elemekben, pl. TiO_2, Cr_2O_3 bár megfigyelhető változás az ásvány magjától a pereme felé haladva, azonban ez a két durvaszemcsés poikilites kőzet esetén ellentétes irányú.

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület (DOWNES et al. 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 2001) és a Kárpát–Pannon régió más (pl. SZABÓ et al. 1995) felsőköpeny eredetű zárvány-előfordulásaiban megjelenő felsőköpeny eredetű kőzetek klinopiroxénjeinek összetétele nem tér el jelentősen a tihanyi zárványokétól. A durvaszem-

csés poikilites peridotitok (Tih03-12, Tih03-13) klinopiroxénjeinek összetétele a Harker-, illetve az Al-Na-diagramon a Pannon-medence zárványaival összevetve fertilis összetételi tartományba esik (*4a–e. ábra*). Ugyanakkor, a finomszemcsés poikilites tihanyi zárvány (Tih03-02) főelem-összetétele minden esetben beleesik a Bakony– Balaton régió poikilites zárványainak összetételi tartományába.

Ortopiroxén

A tihanyi zárványokban megjelenő ortopiroxének főelem-összetételét az *1. táblázat* tartalmazza. Az ortopiroxének MORIMOTO (1989) besorolása alapján ensztatitok. Összetételük, a kőzetek szövetétől függetlenül, kis változékonyságot mutat: SiO_2 55,6–56,4 m/m%, mg-érték 0,87–0,91, Al_2O_3 2,41–2,93 m/m%, CaO 0,77–0,89 m/m% között változik. Jelentősebb változékonyság egyedül a FeO-tartalomban mutatkozik meg: a durva szemcseméretű kőzetekben (Tih03-12, Tih03-13) a FeO-tartalom 6,00–6,20 m/m%, még a finomszemcsés kőzetben (Tih03-02) 8,40 m/m%. A klinopiroxénekkel ellentétben az ortopiroxénekben a mikroszondás vizsgálatok során nem figyeltünk meg összetételi zónásságot.

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más lelőhelyein előforduló peridotitok ortopiroxénjei a tihanyi zárványok ortopiroxénjeihez nagyon hasonló összetétellel jelentkeznek. Általánosan jellemző, hogy a tihanyi zárványok mg-értékei 0,85–0,92 között szóródnak.

Olivin

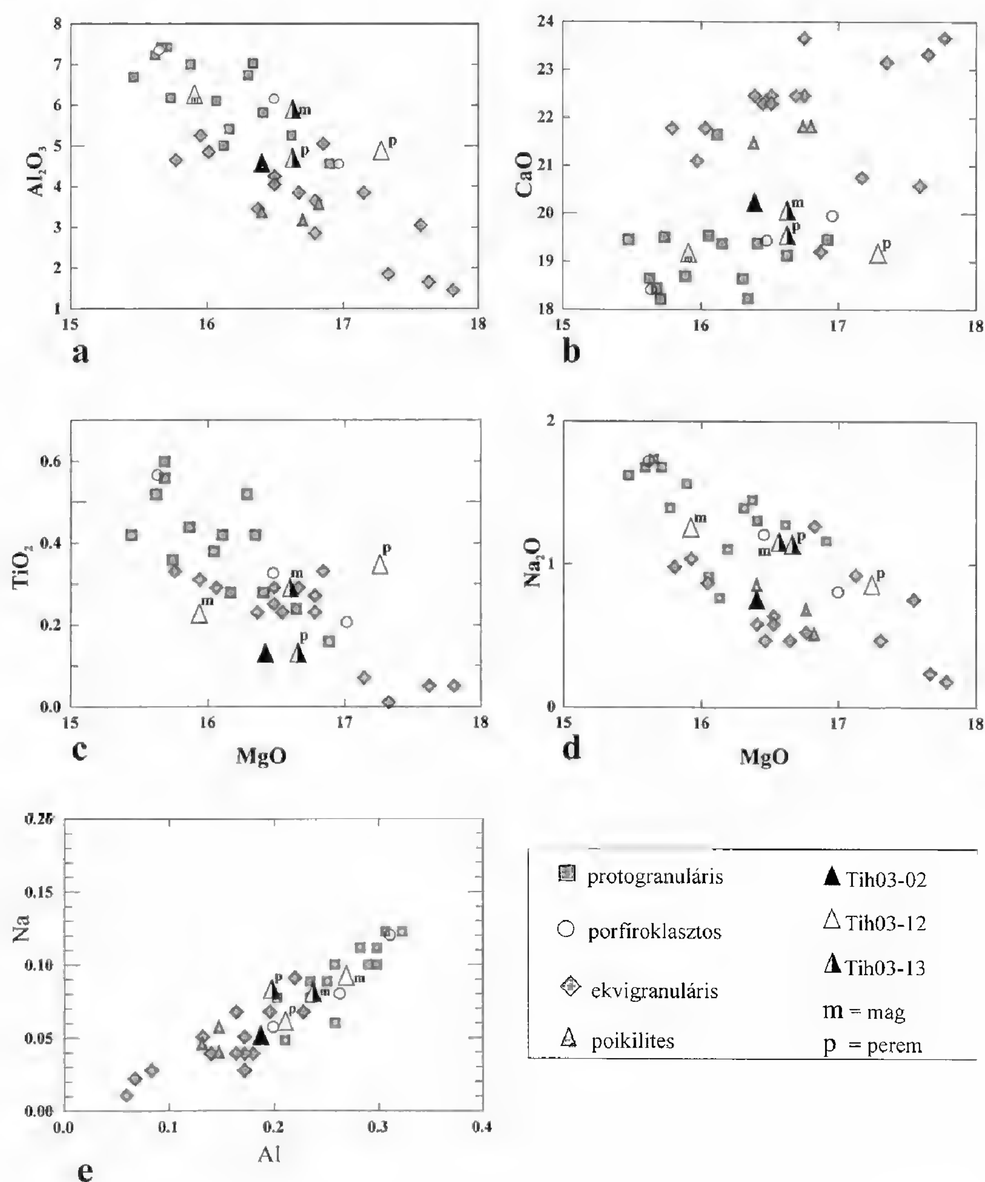
Az olivin mindhárom vizsgált kőzetben uralkodó fázis. Összetételét, valamint szerkezetébe főelemként beépülő elemeket kis változékonyság jellemzi. A tihanyi zárványokban megjelenő olivinek (*1. táblázat*) nagy forszterit-tartalmúak 89,8–90,8 mol%. Az olivinek FeO tartalma sem mutat jelentős változékonyságot (9–10 m/m%).

Az olivinek összetétele az egész Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen megjelenő peridotit zárványokban kis összetételbeli változékonyságot mutat. Általánosan jellemző a 87–92 közötti forszterit-tartalom és az olivinekkel egyensúlyban megjelenő ortopiroxének valamivel magasabb mg-értéke (SZABÓ et al. 1995).

Spinell

A tihanyi peridotitokban megjelenő spinellek általában a szilikátos köpeny-fázisokban jelennek meg zárványként. A szöveti különbségek ellenére a spinellek esetén viszonylag kis mértékű összetételbeli változás figyelhető meg a vizsgált zárványokban. Az Al_2O_3 25,3–33,0 m/m%, a Cr_2O_3 31,9–38,0 m/m%, cr-érték (Cr/[Cr+Al]) 0,39–0,50, a FeO 17,0–20,8 m/m%, míg a MgO 15,0–16,1 között változik. A finomszemcsés poikilites tihanyi (Tih03-02) zárvány mutatja a legmagasabb Al_2O_3 és FeO összetételt és a legalacsonyabb Cr_2O_3-tartalmat.

A tihanyi zárványok spinell-összetétele kissé eltér a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más peridotitjaiban megjelenő spinellek összetételétől. Az eltérés elsősorban a durvaszemcsés poikilites zárványok szokatlanul magas (~0,5) cr-



4. ábra. A vizsgált tihanyi kőzetzárványok klinopiroxénjeinek Al_2O_3–MgO (a); CaO–MgO (b); TiO_2-MgO (c) valamint Na_2O–MgO (d) Harker- (értékek m/m%-ban), illetve Al-Na diagramja (értékek kationszámban) (e) összehasonlításban a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más lelőhelyeinek összetételével. Összehasonlító adatok DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) és FALUS (2004) munkáinak felhasználásával

Fig. 4 Al_2O_3–MgO (a); CaO–MgO (b); TiO_2–MgO (c) and Na_2O–MgO (d) Harker diagrams (values in wt%) and Al Na diagram (in cation numbers) of clinopyroxenes in the studied xenoliths from Tihany

értékében mutatkozik meg. Korábbi vizsgálatok 0,45-nél magasabb értékekről nem, vagy csak igen ritkán tudósítottak (pl.: SZABÓ et al. 1995; EMBEY-ISZTIN et al. 2001). A magasabb cr-értékek általában a vulkáni területen megjelenő poikilites zárványokra jellemzőek.

Fizikai körülmények

A fejezet célja természetesen nem lehet a tihanyi vulkán alatti felsőköpeny fizikai körülményeinek teljes körű interpretációja, hiszen 3 zárvány, még ha a megtalált zárványok közül reprezentatívnak tekinthető, nem lehet jellemző a litoszférikus köpeny teljes vertikumára. Mindazonáltal a erős szöveti kontrollal e három zárványból nyert adatok fontos adalékok lehetnek a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület tér és időbeli fejlődéstörténetének megismeréséhez.

Az egyensúlyi hőmérséklet, illetve oxigén fugacitás becsléséhez szövetileg egyensúlyban lévő, lehetőleg egymással kapcsolatban álló ásványokat választottunk. Zónás ásványok esetén a becslést mag-mag párokra végeztük el. Az egyensúlyi hőmérséklet becslésére, világszerte legelterjedtebben használt BREY & KÖHLER (1990) módszerét, míg az egyensúlyi oxigén fugacitás becslésére BALLHAUS et al. (1990) metodikáját alkalmaztuk. A számított hőmérsékletek (10 kbar nyomás mellett), amelyeket a 1. táblázat tartalmaz, 1070 és 1120 °C közötti egyensúlyi hőmérséklet értéket mutatnak. A legalacsonyabb hőmérsékletet a finomszemcsés poikilites Tih03-02 xenolit mutatja. Ugyanakkor a durvaszemcsés poikilites zárványok esetén következetesen 1100 °C közeli egyensúlyi hőmérsékletek adódnak.

Az oxigén fugacitás értékek (10 kbar és becsült egyensúlyi hőmérséklet mellet; *1. táblázat*) minden esetben a kvarc–fayalit–magnetit puffer értéke fölé esnek. A legalacsonyabb értékkel (~0,09) a legmagasabb egyensúlyi hőmérsékleti értéket mutató (Tih03-12) durvaszemcsés poikilites zárvány rendelkezik, míg a legmagasabb, 1 közeli érték (0,96) a finomszemcsés (Tih03-02) zárványra adódik.

A becsült értékek, figyelembe véve a kőzetek szövet tulajdonságait, jelentős eltéréseket mutatnak a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más xenolit-előfordulásairól származó zárványok egyensúlyi értékeitől (pl.: SZABÓ et al. 1995; EMBEY-ISZTIN et al. 2001). A jelentős eltérés elsősorban a magasabb hőmérséklet-értékekben nyilvánul meg. A finomszemcsés poikilites zárvány esetén az eltérés minimálisan 70 °C, a durvaszemcsés poikilites zárványoknál pedig legalább 100 °C a hasonló szövetű, más lelőhelyekről származó zárványokhoz képest (pl.: EMBEY-ISZTIN et al. 2001). Az oxigén fugacitás értékek mindkét zárványtípus esetén nagyjából megegyeznek a hasonló szövetű zárványokból becsült értékekkel.

Diszkusszió

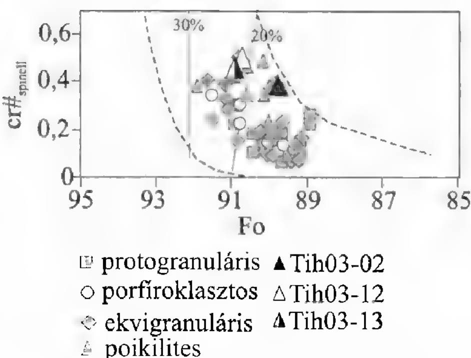
A tihanyi felsőköpeny főelem-geokémiai tulajdonságai

A Kárpát–Pannon régió területén megjelenő, alkáli bazaltos vulkanizmus által felszínre szállított felsőköpeny-anyag vizsgálata évtizedek óta a földtani kutatás fő irányvonalába tartozik. Az elmúlt évtizedek intenzív kutatómunkájának kö-

szönhetően a legtöbb lelőhely zárványainak részletes geokémiai (pl.: EMBEY-ISZTIN et al. 1989; KURAT et al. 1990; DOWNES et al. 1992; SZABÓ & TAYLOR 1994; SZABÓ et al. 1995; VASELLI et al. 1995, 1996; EMBEY-ISZTIN et al. 2001) és mikrodeformációs (FALUS 2004; HIDAS et al. in print) vizsgálata készült el, vagy van folyamatban.

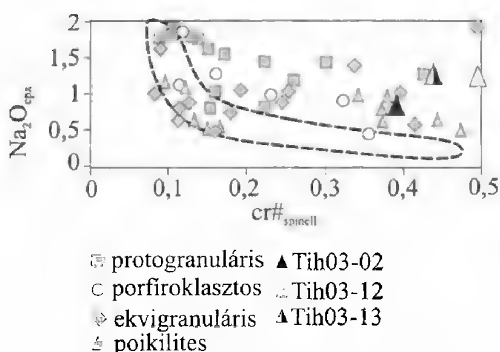
A geokémiai vizsgálatok érzékeny módon kimutatták a zárványokban megfigyelhető terület-, illetve mélységfüggő változásokat (pl. SZABÓ et al. 1995). A mikrodeformációs elemzések pedig a felsőköpeny rheológiai viselkedéséről adtak információt. A korábbi munkák azonban általában egyetlen kitörési centrum zárvány-anyagával, vagy több, de időben egymáshoz közeli kitörés anyagát dolgozták fel, így az esetleges időbeli változások megfigyelése egy adott vulkáni területen nem volt lehetséges.

A tihanyi felsőköpeny zárványok főelem-geokémiai szempontból sok vonatkozásban hasonlóságot mutatnak egymással. Az olivinek és ortopiroxének, összetétele a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más előfordulásainak megfelelő szövetű zárványaiban megfigyelt összetételeihez minden tekintetben nagyon hasonló. A spinell Cr- és Al-tartalma korrelációt mutat a zárványok szövetével. A finomszemcsés poikilites zárvány spinelljei a szövettípusnak megfelelő, míg a durvaszemcsés poikilites zárványok esetén extrém nagy cr-értékeket (cr-érték 0,44-0,50) számoltunk. Ezek az adatok erős kimerülésre, vagy intenzív olvadék-falkőzet reakcióra utalhatnak. ARAI (1994) módszere alapján, amely az olivinek forszterit-tartalmát és a spinellek cr-értékét használja fel, a tihanyi zárványok jelentős kb. 20%-os parciális olvadást szenvedhettek (*5. ábra*). A durvaszemcsés poikilites zárványok 20%-nál valamivel jelentősebb, míg a finomszemcsés poikilites zárvány 20%-nál valamivel kisebb fokú parciális olvadást jeleznek. A vizsgált zárványok a vulkáni terület más lelőhelyeiről származó, hasonló szövetű zárványaival megegyező összetételi tartományba esnek. Bár a befogadó bazaltok beszűrődése a vizsgált zárványokban meglehetősen jelentős lehet (*2e. ábra*), a spinell összetételek nem valószínű, hogy komolyabb összetételeli változáson mentek át, mivel azok zárványként helyezkednek el a szilikát fázisokban. Az ilyen típusú beágyazódás nagymértékben megvédi a spinelleket külső behatásoktól. A durvaszemcsés poikilites zárványokban ugyanakkor fertilis (bazaltos főelemekben gazdag) klinopiroxének jelennek meg. Amennyiben feltételezzük, hogy a spinellek „eredeti", a bazaltos behatástól mentes összetételt képviselnek, felvetődhet a kérdés,



5. ábra. A vizsgált tihanyi kőzetzárványok parciális olvadásának mértékére vonatkozó ábra ARAI (1994) munkája alapján; $cr\#_{spinell}$ – spinellek cr-értéke; Fo – olivinek Fo-tartalma (mol%). Összehasonlító adatok DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) és FALUS (2004) munkáinak felhasználásával

Fig. 5 Degree of partial melting experienced by the mantle xenoliths of Tihany after ARAI (1994); $cr\#_{spinell}$ – cr-number of spinels; Fo – Fo content of olivines (mol%). Values compared to data of DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) and FALUS (2004)



6. ábra. A vizsgált tihanyi kőzetzárványok klinopiroxénjeinek Na_2O-tartalma (Na_2Ocpx) a spinellek cr-értékéhez ($Cr\#_{spinell}$) viszonyítva XU et al. (2003) alapján. A körbehatárolt terület a „normális" kimerülési trendet jelzi. Összehasonlító adatok DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) és FALUS (2004) munkáinak felhasználásával

Fig. 6 Na_2Ocpx vs. $Cr\#_{spinell}$ int he studied xenoliths from Tihany according to XU et al. (2003). The highlighted area denotes the "normal" depletion trend. Values compared to data of DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) and FALUS (2004)

hogy vajon a spinell és a klinopiroxén egyensúlyi összetételt tükröz-e.

A tihanyi zárványokhoz hasonló szövetű ÉK-kínai (Huinan) peridotit zárványok vizsgálata során XU et al. (2003) kimutatta, hogy a szöveti egyensúlyban megjelenő spinell és klinopiroxén Cr-, illetve Na_2O-tartalmának változása jelezhet normál kimerülési folyamatot, illetve normál trendtől eltérő, metaszomatikus hatásokat. Használván ezeket a diagramokat (*6. ábra*) a tihanyi zárványok mindegyike a normál kimerülési trendtől eltérő, a klinopiroxének utólagos Na-gazdagodását mutató mezőbe esnek. A finomszemcsés poikilites zárvány esetén a normális kimerülési trendtől való eltérés kisebb, míg a két durvaszemcsés poikilites zárvány esetén jelentősebb mértékű (*6. ábra*). Ennek ismeretében a klinopiroxének fertilis összetétele nagy valószínűséggel a köpenyt ért intenzív metaszomatikus hatással magyarázható. Megjegyzendő, hogy a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület többi lelőhelyéről származó zárvány gyakran mutat hasonló kémiai összefüggéseket a spinell és a klinopiroxén vonatkozásában (*6. ábra*). A jelenség a vulkáni terület alatti felsőköpeny általános, intenzív metaszomatizáltságát jelzi, amelyre számos korábbi publikáció is utalt (pl.: ROSENBAUM et al. 1997). Mindezek alapján a főelem-geokémiai összetételek tekintetében megállapítható, hogy a tihanyi zárványok nem térnek el jelentősen a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más peridotit zárványainak összetételétől. Mind petrográfiai, mind geokémiai szempontból a legintenzívebben átkristályosodott és főelemekben legerősebben kimerített zárványok csoportjába illeszkednek.

A tihanyi felsőköpeny szerkezetalakulása

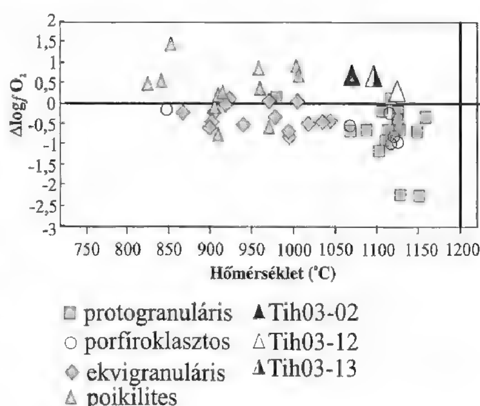
A geokémiai vizsgálatok mellett meg kell említenünk a finomszemcsés poikilites zárvány (Tih03-02) olivin-orientációinak meghatározását is, amely bár egyedi mérésként önmagában keveset árul el a régió alatti felsőköpeny szerkezeti fejlődéséről, azonban a vulkáni terület más lelőhelyeiről származó zárványokban elvégzett hasonló mérésekkel együtt értékes adalék lehet a litoszférikus köpeny fejlődéstörténetének jobb megértéséhez. Az olivin-orientáció eloszlása egyértelműen jelzi, hogy a felsőköpeny deformációja dominánsan (legalábbis az olivinkristályok esetében) diszlokációk mozgása által valósult meg. Az uralkodó siklatási rendszer, amely az olivinek deformációját irányította, a (010)[100]

siklatási rendszer volt (AVÉ LALLEMANT & CARTER 1970). E fő siklatási rendszer mellett azonban más siklatási rendszer, a (100)[001] is aktív lehetett (ZHANG et al. 2000). Az olivinorientáció-eloszlás mindezek mellet azt is demonstrálja, hogy a deformáció során, a diszlokációk által keltett szabadenergia növekedést az olivinkristályok alszemcse-rotációban megvalósuló dinamikus átkristályosodással próbálták mérsékelni (TOMMASI et al. 2001). Az orientáció-eloszlás vizsgálatának legfontosabb következtetése azonban az, hogy a tihanyi mintában megfigyelt kitüntetett kristálytani irány teljesen azonos a Bakony– Balaton-felvidék vulkáni terület más lelőhelyeinek hasonló szövetű zárványaiéval (FALUS 2004). Fontos megjegyezni, hogy ezek a zárványok a vulkáni terület más lelőhelyein minden esetben a xenolit-együttes legalacsonyabb egyensúlyi hőmérsékleteit mutatják, amely alapján feltételezhető, hogy származási helyük a sekély köpenylitoszféra. A nagyfokú orientációs hasonlóságnak több fontos következménye van. 1) Egyrészt igazolható, hogy a deformációs folyamat, amely a kőzetekben megfigyelhető kitüntetett kristálytani irányokat létrehozta bizonyosan idősebb, mint a tihanyi vulkanizmus (~8 Ma); 2) a deformáció hatása mindenképpen legalább regionálisan érvényesült; 3) az orientáció analízis „horizontális" korrelációra is alkalmas lehet, amely alapján valószínűsíthető, hogy a vizsgált tihanyi zárvány is a sekély köpenylitoszférát reprezentálhatja.

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület felsőköpenyének időbeli fejlődése

A tihanyi zárványok nagyfokú hasonlóságot mutatnak geokémiai és szerkezeti vonatkozások tekintetében a vulkáni terület más, részletesebben megvizsgált lelőhelyeinek felsőköpeny zárványaival. Ezen hasonlóságok, illetve azonosságok figyelembevételével, a megfelelő zárványcsoportok fizikai paramétereinek, elsősorban az egyensúlyi hőmérsékletek összehasonlítása a régió alatti köpenylitoszféra időbeli fejődésének megismerése lehetséges.

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület bizonyítottan legidősebb alkáli bazaltos képződménye a tihanyi vulkán. Radiometrikus kora, amelyet több vizsgálat során, egymást megerősítő módon állapítottak meg, 7,5–8 millió év (BALOGH & NÉMETH 2004). A vulkáni területen zajló vulkáni működés fő periódusa, ugyanakkor 3,8-4 millió évvel ezelőtt zajlott.



7. ábra. A vizsgált tihanyi kőzetzárványok egyensúlyi hőmérséklete (T °C), oxigénfugacitás ($\Delta_{log}fO_2$) függvényében. Az egyensúlyi hőmérsékletet BREY & KÖHLER (1990), az oxigénfugacitást BALLHAUS et al. (1990) módszere alapján számoltuk. Összehasonlító adatok DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) és FALUS (2004) munkáinak felhasználásával

Fig. 7 Equilibrium temperature (T °C) vs. oxygen fugacity ($\Delta_{log}fO_2$) in the studied mantle xenoliths from Tihany. Equilibrium temperatures calculated using the method of BREY & KÖHLER (1990), oxygen fugacity after BALLHAUS et al. (1990). Values compared to data of DOWNES et al. (1992), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) and FALUS (2004)

A 3 vizsgált xenolit ásványos összetételéből becsült egyensúlyi hőmérséklet következetesen 70– 100 °C-al magasabb értékeket adott, mint a hasonló szövetű, de a vulkáni terület más lelőhelyéről származó, tehát kb. 4 millió évvel fiatalabb, zárványok ásványaiból becsült adatok (*7. ábra*; pl.: SZABÓ et al. 1995; EMBEY-ISZTIN et al. 2001). E hőmérsékletváltozás nagy valószínűséggel nem a hőmérsékleti viszonyok területi változékonyságát, hanem a felsőköpenyben időben végbemenő hűlési folyamatot tükrözi.

A Kárpát–Pannon régió kialakulása során fellépő extenzió, illetve litoszféra-kivékonyodás maximuma a badenire tehető (CSONTOS 1995; FODOR et al. 1999; HUISMANS et al. 2001). A körülbelül 14 millió éve befejeződött megnyúlási folyamat során a litoszféra vastagsága majdnem a felére csökkent (pl.: HUISMANS et al. 2001). A vékony litoszféra és a viszonylag sekély pozícióban jelen levő asztenoszféra hatására a terület alatt megfigyelhető geotermikus gradiens jelentősen megnőtt, és még jelenleg is jóval meghaladja a nyugodt kontinentális platformokon mért értékeket (átlagosan 80 mW/m^2 a 40 mW/m^2-rel szemben; DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988). Bár a felszínen mért hőáram-értékek nem feltétlenül, a felsőköpeny hőmérséklete nagy bizonyossággal nagyobb volt a Kárpát–Pannon régió fő extenziós szakaszát követő időszakban, mint napjainkban. Könnyen belátható, hogy a kb. 8 millió éves tihanyi vulkán által felszínre hozott köpenyzárványok, magasabb hőmérsékletű felsőköpenyt kell, hogy reprezentáljanak, mint az extenziótól időben távolabb eső, a Bakony–Balaton-felvidék fő vulkáni periódusában (3,8–4 Ma) a felszínre került xenolitok, ha feltételezzük, hogy nagyjából ugyanabból a mélységtartományból származnak. Az időben változó hőmérsékleti állapotkülönbséget tovább fokozhatják a vulkáni terület alatt bizonyíthatóan megjelenő (EMBEY-ISZTIN et al. 1989) bazaltos „underplating"-hez (alápárnázódás- DOBOSI G. javaslatára) kapcsolódó, elsősorban a sekély felsőköpenyre felfűtő hatást kifejtő események. Hasonló jelenségeket feltételeznek a csehországi Kozákov neogén alkáli bazalt zárványaiban megfigyelt hőmérsékleteloszlás értelmezésekor (CHRISTENSEN et al. 2001). Mindezek alapján valószínűsíthető, hogy a tihanyi zárványok nagyobb egyensúlyi hőmérséklete valóban a vulkanizmus idősebb korának és az asztenoszféra-felemelkedés időbeli közelségének tulajdonítható.

Végül említést kell tennünk a kőzetzárványok szokatlan szöveti eloszlásáról. Felvetődhet a kérdés, hogy más lelőhelyeken megszokott protogranuláris, porfíroklasztos, illetve ekvigranuláris zárványok hiánya a kisszámú megtalált zárvánnyal, vagy ezen típusok tényleges kimaradásával magyarázható-e. A válasz a terület jelenlegi megkutatottsága mellet nem dönthető el egyértelműen. Mindazonáltal az észlelt jelenségre magyarázatot adhat a korábban említett, a tihanyi, kb. 8 és a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület más lelőhelyein felszínre kerülő 4 millió éves köpenyben tapasztalható hőmérsékleti különbség. A Tihanyban megtalált mindkét zárványtípusról feltételezhető, hogy a sekély köpenylitoszférából származik. A felsőköpeny megmintázásának egyik lényeges körülménye a köpeny kőzetek fizikai állapota. A köpeny rheológiai viselkedésének egyik legfontosabb meghatározó körülménye az uralkodó hőmérséklet. Amennyiben elfogadjuk, hogy a vizsgált zárványok a hasonló szövetű (hasonló köpenyhorizontot reprezentáló), de más lelőhelyről származó zárványoknál

70–100 °C-kal magasabb hőmérsékletet mutatnak, úgy elképzelhető, hogy ez a hőmérsékleti különbség a nagyobb mélységek felé is létezett. Ez a nagyságrendi hőmérsékleti különbség pedig már elegendő lehetett ahhoz, hogy a megmintázáshoz elengedhetetlen töréses deformáció nagyobb mélységben ne menjen végbe. Az anomális szöveti eloszlás egyértelmű magyarázatára azonban csak jóval több kőzetzárvány megvizsgálásával találhatunk rá.

Következtetések

1) A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület legidősebb vulkáni képződménye, a tihanyi vulkán, működése során megmintázta a felső köpeny kőzetanyagát;

2) A tihanyi xenolitok a vulkáni működés maar jellegű kitörési szakaszában a maar-tavi rétegekben jelentek meg;

3) A felsőköpeny zárványai durva- illetve finomszemcsés poikilites jelleget mutatnak;

4) A zárványok főelem-geokémiai jellege a vulkáni terület más lelőhelyeiről származó, hasonló szövetű zárványaihoz hasonló, kimerített jelleget mutat, a klinopiroxének összetétele fertilis jelleget tükröz, amely esetleges metaszomatikus hatásra utalhat;

5) A finomszemcsés kőzetzárvány olivinjein végzett orientáció-eloszlás vizsgálat kimutatta, hogy a Tihany alatti felsőköpenyben a deformáció uralkodóan kristályplasztikus deformációs mechanizmushoz köthető. Mindezek mellett az orientáció-eloszlás tökéletesen megegyezik terület más lelőhelyeiről származó, hasonló szövetű zárványok olivinjeinek orientáció-eloszlásával, amely alapján feltételezhető, hogy ugyanazt a köpenyhorizontot reprezentálják;

6) A vizsgált zárványok 70–100 °C-kal magasabb hőmérsékletet jeleznek, mint a vulkáni terület más lelőhelyeiről származó, hasonló szövetű zárványok, amely a Tihanyban reprezentált köpeny idősebb korával és magasabb hőmérsékletével magyarázható;

7) A zárványok anomális szöveti eloszlásának egyik lehetséges magyarázata éppen a felsőköpeny magasabb hőmérséklete és eltérő rheológiai viselkedése lehet.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik Dr. DOBOSI Gábor és Dr. EMBEY-ISZTIN Antal alapos, körültekintő bírálatát. Hálásak TÖRÖK Kálmánnak, BALI Enikőnek, HIDAS Károlynak és KOVÁCS Istvánnak (ELTE) a szakmai konzultációkért, valamint a terepi mintagyűjtésben végzett munkájukért. Köszönet illeti Orlando VASELLIt és Filippo OLMIt (Firenzei Egyetem) mikroszondás elemzésekben nyújtott segítségükért. Köszönjük továbbá a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium munkatársainak segítségét.

A munkát részben az OTKA (T043686, Témavezető: SZABÓ Cs.) finanszírozta és a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium 21. publikációja.

Irodalom – References

ARAI, S. 1994: Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. – *Journal of Volcanolcanology and Geothermal Research* **59**, 279–293.

AVÉ LALLEMANT, H. G. & CARTER, N. L. 1970: Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. – *Bulletin of the Geological Society of America* **81**, 2203–2220.

BALI, E., SZABÓ, Cs., TOROK, K. & VASELLI, O. 2001: Karbonáttartalmú és karbonát mentes szilikátolvadék-csomók jelentősége a felsőköpenyben a Szentbékkállai köpenyeredetű ultrabázisos zárványok példáján. – *Földtani Közlöny* **131**, 415–442.

BALI, E., SZABÓ, Cs., VASELLI, O. & TÖRÖK, K. 2002: Significance of Silicate Melt Pockets in Upper Mantle Xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. – *Lithos* **61**, 79–102.

BALLHAUS, C., BERRY, R. F. & GREEN, D. H. 1990: Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. – *Nature* **348**, 437–440.

BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2004: Evidences of the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. – *Geologica Carpathica* [in press].

BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2001: K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. – *Acta Geol. Hung.* **44**, 281–301.

BENCE, A. E. & ALBEE, A. L. 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *Journal of Geology* **76**, 382–403.

BREY, G. P. & KÖHLER T. P. 1990: Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. – *Journal of Petrology* **31**, 1353–1378.

BUDAI T., CSILLAG, G., DUDKO, A. & KOLOSZÁR, L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe. Geological map of the Balaton Highland M=1:50 000. – MÁFI

CHRISTENSEN, N. I., MEDARIS L. G., WANG H. F. & JELÍNEK E. 2001: Depth variation of seismic anisotropy and petrology in central Europe lithosphere: A tectonothermal synthesis from spinel lherzolite. – *Journal of Geophysical Research* **106** B1, 645–664.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVAC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* **208**, 221–241.

CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. – *Acta Vulcanologica* **7**, 1–13.

DIJKSTRA, A. H. 2001: Deformation and melt in natural mantle rocks: The Hilti massif (Oman) and the Othris massif (Greece), 164 p.

DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **109**, 340–354.

DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1988: Review of temperature, thermal conductivity and heat flow data for the Pannonian Basin. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F (eds.) The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution – *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **68**, 195–233.

EMBEY-ISZTIN, A. 1976: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. – *Earth Planetary Science Letters* **31**, 297–304.

EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – *Journal of Petrology* **30**, 79–105.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34**, 317–343.

EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., ALTHERR, R. & MEYER, H-P. 2001: Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. – *Tectonophysics* **331**, 285–306.

FALUS, Gy. 2004: Microstructural analysis of upper mantle peridotites: their application in understanding mantle processes during the formation of the Intra-Carpathian Basin System. – Doktori értekezés (kézirat), 163 p.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. – In: DURAND B., JOLIVET L., HORTVÁTH, F. & SÉRANNE, M (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen – Geological Society, London. Special publication, **156**, 295–334.

HARANGI, Sz. 2001: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region – a review. – *Acta Geol. Hung.* **44**, 223–258.

HIDAS, K., FALUS, Gy., SZABÓ, Cs. (in print): Orthopyroxene and olivine fabrics: indicators of alternating stress field during the formation of the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* (elküldve).

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **226**, 333–357.

HUISMANS, R. S., PODLADCHIKOV, Y. Y. & CLOETHING, S. 2001: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting: Application to the Pannonian basin. – *Tectonics* **20**, 1021–1039.

JUGOVICS L. 1967: A Dunántúli bazalt és bazalttufa területek. – *MÁFI Évi Jelentés* **1967**. évről, 75–80.

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for the continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – *Acta Geol. Hung.* **28**, 71–84.

KURAT, G., EMBEY-ISZTIN, A., KARCHER, A. & SCHARBERT, H. 1991: The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region, E-Austria and W Hungary: A comparison. – *Mineralogy and Petrology* **44**, 21–38.

LORENZ, V. 1986: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. – *Bulletin of Volcanology* **48** 265–274.

MORIMOTO, N. 1989: Nomenclature of pyroxenes. – *Canadian Mineralogist* **27**, 143–156.

NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. – *Acta Vulcanologica* **11**, 271–282.

NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, Sz. 1999: Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): The Tihany Volcano. – *Acta Geol. Hung.* **42**, 349–377.

NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, Sz. 2000: On the calculation of the geometry of the diatreme pipe from a deposits of an "accidental lithic clast rich" maar, Tihany East Maar, (Hungary). – *Terra Nostra* **6**, 383–391.

ROSENBAUM, J. M., WILSON, M. & DOWNES, H. 1997: Multiple enrichment of the Pannonian–Carpathian mantle: Pb-Sr-Nd isotope and REE constraints. – *Journal of Geophysical Research* **102**, 14947–14961.

STEGENA, L., GÉCZY, B. & HORVÁTH, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **26**, 71–90.

SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region. – *Tectonophysics* **208**, 243–256

SZABÓ, Cs. & TAYLOR, L. A. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian–Pannonian Region. – *International Geological Review* **36**, 328–358.

SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz., VASELLI, O. & DOWNES, H. 1995: Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian Region. – *Acta Vulcanologica* **7**, 231–239.

TOMMASI, A., MAINPRICE, D., CANOVA, G. & CHASTEL, Y. 2001: Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations. Implications for the upper mantle seismic anisotropy. – *Journal of Geophysical Research* **105**, 7893–7908.

VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL, M., DOBOSI, G., CORADOSSI, N., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic Xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. – *Journal of Petrology* **36**, 23–53

VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL, M. F., VANNUCCI, R. & CORADOSSI, N. 1996: Spinel-peridotite xenoliths from Kapfenstein, (Graz Basin, Eastern Austria): a geochemical and petrological study. – *Mineralogy and Petrology* **57**, 23–50.

XU, Y. G., MENZIES, M. A., MATTHEW, F., HUANG, X. L., LIU, Y. & CHEN, X. M. 2003: "Reactive" harzburgites from Huinan, NE China: Products of the lithosphere-asthenosphere interaction during lithospheric thinning? – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 487–505.

WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2004: Ar-Ar and K-Ar geochronology on Neogene volcanic rocks from the erosion remnants of intracontinental monogenetic volcanoes, western Pannonian Basin, Hungary. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* [in prep].

WOHLETZ, K. H. & SHERIDAN, M. F. 1983: Hydrovolcanic Explosions II. Evolution of Basaltic Tuff Rings and Tuff Cones. – *American Journal of Science* **283**, 385–413.

ZHANG, S., KARATO, S., FITZGERALD, J. D., FAUL, U. H. & ZHOU, Y. 2000: Simple shear deformation of olivine aggregates. – *Tectonophysics* **316**, 133–152.

Kézirat beérkezett: 2004. 06. 07.

Földtani Közlöny 133/4, 521–540. (2001) Budapest

A pannóniai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–pusztaföldvári-hátság környezetében

The Tótkomlós Calcareous Marl Member of the Lake Pannon sedimentary sequence in the Battonya–Pusztaföldvár region, SE Hungary

MAGYAR Imre[1] – JUHÁSZ Györgyi[2] – SZUROMINÉ KORECZ Andrea[1] – SÜTŐNÉ SZENTAI Mária[3]

(7 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: Pannon-tó, Battonya–pusztaföldvári-hátság, Tótkomlósi Mészmárga Tagozat, szedimentológia, biosztratigráfia, Mollusca, Foraminifera, Ostracoda, Dinoflagellata

Keywords:Lake Pannonian, Battonya–Pusztaföldvár High, Tótkomlós Calcareous Marl Member, sedimentology, biostratigraphy, Mollusca, Ostracoda, Dinoflagellata

Abstract

The sedimentary sequence of the Late Miocene Lake Pannon usually starts with the Tótkomlós Calcareous Marl Member of the Endrőd Formation, in other cases this member overlies basal conglomerates. The facies and carbonate content of the calcareous marl and marl succession can vary within broad limits according to the palaeo-water depth. Its colour is pale yellow when formed in shallow water through light brown to dark brown and dark grey in the deepest parts. The carbonate content decreases upwards. A biostratigraphic study of the Tótkomlós Member and the overlying claymarl was carried out in the vicinity of the Battonya-Pusztaföldvár basement high, SE Hungary. The bottom of the calcareous marl is very young in the most elevated part of the basement high (*Galeacysta etrusca* Zone, < 8 My), but it gradually ages towards the surrounding basins (down to the *Spiniferites bentori oblongus* or *Spiniferites bentori pannonicus* Zone, > 11 My). Fossils from the top of the calcareous marl and from the overlying claymarl, however, unanimously indicate young age (*Galeacysta etrusca* Zone, < 8 My). The age difference between the bottom and the top of the calcareous marl unit thus increases from the summit of the basement high towards the surrounding basins. Deep in the flanks of the high, a few dozens metre thick calcareous marl may represent as much time as 2.5 million years. The Tótkomlós Member is a condensed section, the accumulation of which was an order of magnitude slower than that of the overlying siliciclastic deposits. The younging bottom of the unit towards the summit of the basement high indicates a relative water level rise, i.e. transgression. The deepening of the basin is also reflected by the mollusc fauna of the calcareous marl versus that of the overlying claymarl; the first contains shallow sublittoral forms along with deeper-water species, whereas the latter consists of exclusively deep-water taxa. In any locality, the age of the bottom of the calcareous marl marks the time when the given place was flooded by Lake Pannon. In turn, the age of the top Tótkomlós Member corresponds to the moment when siliciclastic deposition reached the area, and terrestrial material started to dilute carbonate precipitation. The depositional model for the Battonya–Pusztaföldvár basement high was set up according to the sedimentologic and biostratigraphic considerations.

[1]Mol Rt. H-1039 Budapest, Batthyány u. 45., immagyar@mol.hu

[2]Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14. gyjuhasz@mafi.hu

[3]Természettudományi gyűjtemény, H–7300 Komló, Városház tér 1., sutone@dpg.hu

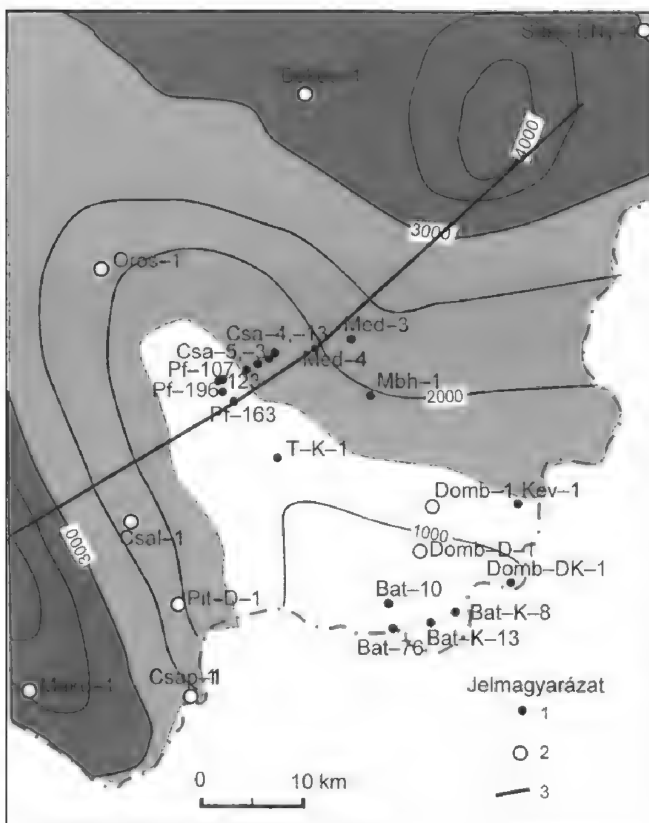
Összefoglalás

A Pannon-tó üledékes rétegsorának kezdő tagja az Alföld nagy részén az Endrődi Formáció Tótkomlósi Mészmárga Tagozata. A képződmény kőzettani kifejlődése és fáciese a képződési körülményektől függően széles határok között változik a Battonya–pusztaföldvári aljzati kiemelkedés térségében, ahol a pannóniai aljzat Fábiánsebestyéntől Battonyáig 3600 m-től 1000 m-ig emelkedik. A mészmárga és az azt fedő agyagmárga korát biosztratigráfiai módszerrel vizsgáltuk a területen. A mészmárga talpa a hátság tetőzónájában igen fiatal (*Galecysta etrusca* zóna; kevesebb, mint 8 millió éves), míg a medencék felé egyre idősebb (*Spiriferites bentorii pannonicus* vagy *Spiriferites bentorii oblongus* zóna; több mint 11,5 millió éves). A mészmárga tetejéből és az azt fedő agyagmárgából ezzel szemben egységesen fiatal korra utaló adatokat kaptunk (*Galecysta etrusca* zóna; kevesebb, mint 8 millió éves). A tagozat talpa és teteje közti korkülönbség tehát a hátság legmagasabb részétől a környező medencék felé növekszik, és a szerkezet szárnyain a legnagyobb, ahol a néhányszor tíz méter vastag mészmárga akár 2,5 millió évnél hosszabb időt is képviselhet. A mészmárga tehát kondenzált üledékképződés eredménye: képződése nagyságrenddel lassúbb volt, mint a fölötte települő sziliciklasztos rétegsoré. A talp fiatalodása a szerkezet tetőzónája felé relatív vízszintnövekedést, transzgressziót jelez. Ugyanezt tükrözi a puhatestű fauna is: míg a mészmárgában sekélyebb vízben élt formák is gyakoriak, a fedő agyagmárga puhatestű faunája már egységesen mély vízre utal. A mészmárga talpának kora mindenütt azt az időpontot adja meg, amikor az adott terület vízzel borítottá vált a pannóniai során, míg a mészmárga tető azt az időpontot, amikor a törmelékes üledékbehordás elérte a területet, és nagyságrenddel gyorsabb szedimentációjával „felhígította", ill. megszüntette a mésziszapképződést. A szedimentológiai és őslénytani vizsgálatok eredményeként felvázoltuk a mészmárga képződésének üledékföldtani modelljét a Battonya–pusztaföldvári-hátság területén.

A mészmárga megismerése során felvetődött problémák

A pannóniai rétegsor kezdő tagját az Alföld nagy részén mészmárga képződmények alkotják. A mészmárga megjelenése, fáciese igen eltérő lehet a medence különböző részein (KŐRÖSSY 1971; GAJDOS et al. 1983.; RÉVÉSZ & PHILLIPS 1989; JUHÁSZ 1992; JUHÁSZ & MAGYAR 1992; PHILLIPS et al. 1994). Színe a sárgásfehértől a barnán át a sötétbarnáig változhat, attól függően, milyen vízmélységben képződött. Karbonáttartalma is igen változó, a rétegsor legalján a legmagasabb, míg felfelé fokozatosan csökken, és márgába, majd agyagmárgába megy át. Ugyanez figyelhető meg térben kiterjesztve is: az Alföld medenceperemi részei felé haladva elmárgásodik, mészmárgát egyáltalán nem tartalmaz, és körben a peremi részeken már agyagmárga alkotja a pannóniai kezdő képződményeit (JUHÁSZ 1992). Ugyanakkor a Battonya–pusztaföldvári-hátság területén (*1. ábra*), Battonyán és Tótkomlóson a karbonáttartalom foltokban a 95–100%-ot is eléri. A mészmárgának mint önálló kőzetrétegtani egységnek ez a típusterülete; eredetileg Tótkomlósi Formációként (GAJDOS et al. 1983) írták le, jelenleg az Endrődi Formáció legalsó tagozatának tekintjük (JUHÁSZ 1998).

A mészmárga kora és genetikája, és ezekkel szoros összefüggésben a Battonya–pusztaföldvári-hátság pannóniai fejlődéstörténete a mai napig sok vitára adott alkalmat. A mészmárga képződésére vonatkozóan több elmélet látott napvilágot, az egyidőben történő vegyi kicsapódástól kezdve a diagenetikus eredetig, de ezidáig egyik sem nyert bizonyítást (KŐRÖSSY 1971; MUCSI & RÉVÉSZ 1975; BÉRCZI et al. 1987; JÁMBOR 1989). Ha egyidőben képződött a mészmárga, akkor pontosan mikor, és milyen hatásra? Ha időben eltolódva, akkor annak mi az oka és magyarázata? (A diagenetikus eredet elmélete kevéssé érzékeny az eredeti leülepedési kor kérdésére.)



1. ábra. A pannóniai emelet talptérképe Battonya–Pusztaföldvár térségében. Jelmagyarázat: 1. biosztratigráfiai vizsgálatra kijelölt fúrás, 2. egyéb fúrás, 3. a 6. ábrán szereplő szelvény nyomvonala

Fig. 1 Depth of the base Pannonian (s.l.) Stage (in metre below sea level) in the Battonya-Pusztaföldvár region, southeasternmost Hungary. 1. wells providing biostratigraphic data to this study, 2. other wells, 3. location of section in Fig. 6

A Tótkomlósi Tagozat általában makrofosszíliákban szegény; kivétel ez alól a battonyai terület, ahol mind a mészmárgából, mind az alatta települő konglomerátumból gazdag puhatestű együttesek kerültek elő. Ezeket MAGYAR (1991) a legfiatalabb pannóniai biozónákba sorolta, szemben az eredeti feldolgozást végző SZÉLESsel, aki az „alsó pannon felső részébe" helyezte az anyagot (Széles 1971). Felmerült az a lehetőség is, hogy az egész Tótkomlósi Tagozat a szarmatába tartozik (MUCSI 1973).

A képződmény elterjedésének térképezésekor, és a medence feltöltődésének szedimentológiai vizsgálata nyomán (JUHÁSZ 1992; PHILLIPS et al. 1994, MOLENAAR et al. 1994) fogalmazódott meg az a magyarázat, hogy a mészmárga egy éhező medence kondenzált üledékeit képviseli, így kora medencerészenként eltérő, helyenként esetleg több millió évet képvisel (JUHÁSZ 1998). Ha ez így van, akkor a legjelentősebb korkülönbségekre egy adott területen a mészmárga összleten belül éppen a Battonya–pusztaföldvári-hátságon és környékén számíthatunk, hiszen a szeizmikus és szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok alapján Magyarország területén belül itt maradt meg legtovább a Pannon-tó, a feltöltődés ezt a területet érte el legkésőbb (POGÁCSÁS et al. 1992, 1993; VAKARCS et al. 1994; MAGYAR et al. 1999a).

A feltevés igazolása és a Tótkomlósi Mészmárga Tagozat általános korviszonyainak tisztázása céljából őslénytani vizsgálatokat végeztünk a Battonya–

pusztaföldvári-hátság mélyfúrási anyagain. Eredményeink igazolják a képződmény korának területileg eltérő (diakron) voltát, és azt, hogy kondenzált üledékről van szó, amelynek képződési sebessége nagyságrenddel kisebb volt, mint a fölötte települő sziliciklasztos üledékeké. Ezen eredmények és a korábbi szedimentológiai meggondolások alapján felvázoltuk a mészmárga üledékképződési modelljét a Battonya–pusztaföldvári-hátság területén.

A mészmárga szint területi elterjedése

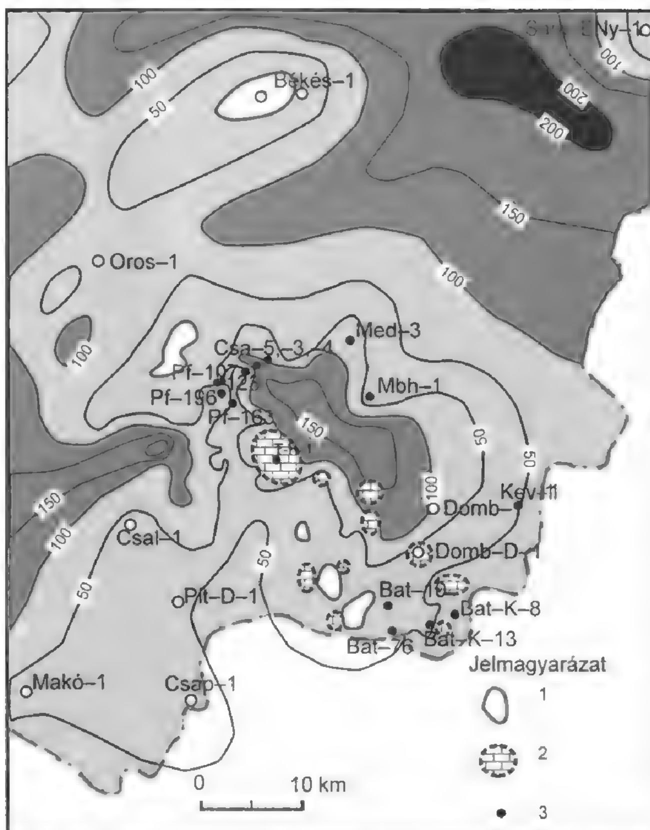
A pannóniai rétegsor ciklusindító képződménye az Alföld medencéjében csaknem mindenütt az ún. „bazális" márga vagy alapmárga, az Endrődi Formáció, amelynek alsó részét, bázisát alkotják a Tótkomlósi Mészmárga Tagozat mészmárga-márga üledékei. A mészmárga feküjét általában a legkülönbözőbb típusú pre-pannóniai kéződmények alkotják; csak néhány alaphegységi kiemelkedés fölött, így vizsgált területünk nagy részén települ az egykor volt szigetek partvonala mentén képződött partszegélyi abráziós homokkő- és konglomerátum rétegsorra (Békési Formáció). Fedőjét minden esetben a Nagykörűi Tagozat agyagmárga rétegei alkotják, amelyek fokozatosan, üledékfolytonosan fejlődnek ki a márgából.

A Tótkomlósi Mészmárga Tagozatba a márga és mészmárga kifejlődéseket soroljuk, mivel az abszolút fokozatos átmenet miatt közöttük az elhatárolás nehézkes. Egész medence méretű térképezés során a korreláció és értelmezés csak így oldható meg. Az olajipari gyakorlatban előfordul azonban, hogy csak a mészmárgát tekintik a tagozat képződményének („bázis mészmárga szint"), amelynek megkülönböztetése helyenként, így pl. éppen a vizsgált területünkön, a kiugróan magas karbonáttartalom miatt válik lehetségessé.

A mészmárga szint általános elterjedésű a Battonya–pusztaföldvári-hátság környezetében is. Mind a mély medencerészekben, mind a sekély területeken, az aljzati kiemelkedések fölött megtalálható. Néhány helyen kisebb foltokban kiékelődik, ill. elmárgásodik, ennek oka az egykori nagyobb törmelékutánpótlás, esetleg vízalatti erózió lehet. Vastagsága a terület nagy részén 50–100 m között változik, a mélymedencékben foltokban azonban meghaladhatja a 200 m-t is, (erre a Békési-medencében mindössze két fúrás, a Hunya–1 és a Doboz–I utalt), a vastagságtérkép megszerkesztése itt fúrások hiányában tehát teljesen bizonytalan (2. *ábra*). Megállapítható, hogy a képződmény vastagsága az aljzat morfológiájától és jelenlegi helyzetétől független, kisebb területekre lebontva nagy változékonyságot mutat. A vastagságtérképet (2. *ábra*) összehasonlítva a pannóniai talptérképpel (1. *ábra*) kitűnik, hogy a hátság tetőzónájától ÉK-re megnő a mészmárga vastagsága, míg a tetőzónában, vékonyabb kifejlődésben, foltokban megjelennek a mészkő kifejlődésű területek. Csak azokat a területeket ábrázoltuk itt mészkő kifejlődésként, ahol bizonyítottan 95%-nál magasabb karbonáttartalom jelentkezett a magmintákban; a mészkő valódi elterjedése ennél feltehetően jóval nagyobb.

2. *ábra.* A Tótkomlósi Mészmárga Tagozat vastagságtérképe Battonya–Pusztaföldvár térségében. Jelmagyarázat: 1. kiékelődés, 2. magvizsgálattal bizonyított mészkő kifejlődés, 3. biosztratigráfiai vizsgálatra kijelölt fúrás

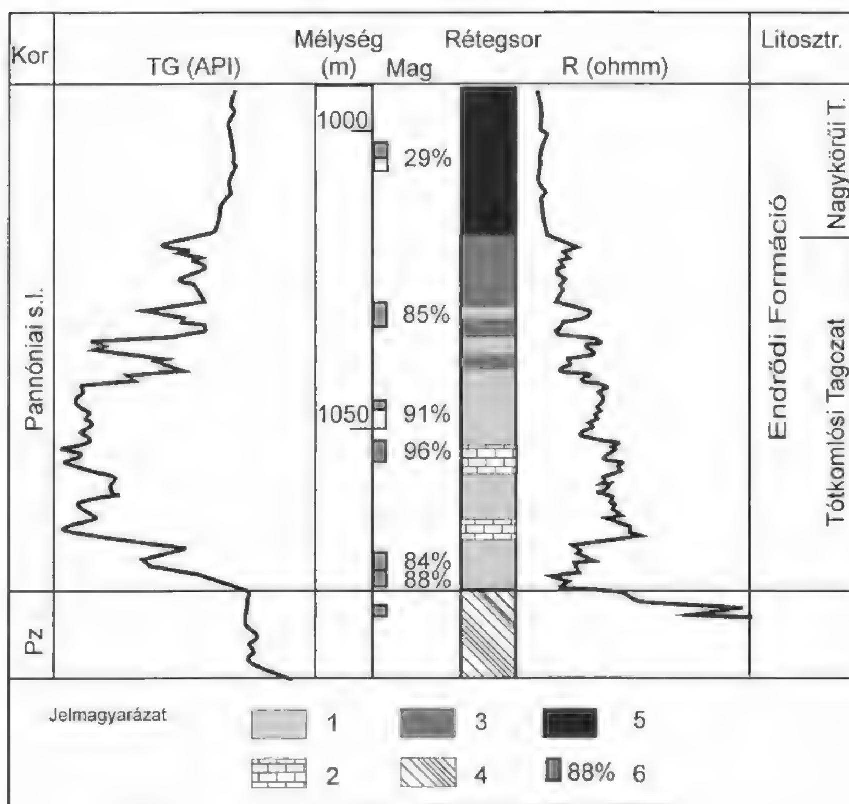
Fig 2 Thickness of the Tótkomlós Calcareous Marl Member (in metre) in the Battonya-Pusztaföldvár region. 1. lack of the member, 2. occurrence of limestone (evidenced by core data), 3. wells



A mészmárga szint képződményeinek kifejlődése

A Tótkomlósi Mészmárga Tagozatot litológiáját tekintve elsősorban márgamészmárga építi fel, amely rendkívül változatos vízmélységviszonyok között, nyugodt, nyíltvízi környezetben képződött. A Battonya-pusztaföldvári alaphegységi kiemelkedés tetőzónájában egyedülálló módon megnő a karbonáttartalom, és foltokban elérheti a 95–100%-ot, tehát mészkőről van szó (2. *ábra*). A mészmárga összlet bizonyos szintjeiben helyenként feldúsul az aleurolit (mészaleurolit) tartalom. Elsősorban a repedezett, aleuritos, porózusabb mészmárga szakaszok alkalmasak szénhidrogéntárolásra, amely a képződmény jelentőségét növeli. Magas szervesanyag tartalma alapján jó anyakőzetként tartják számon az olajiparban (KONCZ szóbeli közlés).

A mészmárgát 60–95%-ban mikrit alkotja, de néhány százalék dolomitot, ezenkívül helyenként kevés kvarcszemcsét és változó arányban agyagásványt is tartalmaz. A karbonáttartalom felfelé csökken, vékony márga-, majd agyagmárga közberétegződések után a kőzet fokozatosan márgába, majd agyagmárgába megy át, amelyet jól szemléltet a rétegsort bemutató karotázs szelvény. A karbonáttartalom növekedése a kőzetek ellenállásának növekedését vonja maga után, tehát a karotázsszelvényeken jól követhető a mészmárga/márga átmenet felfelé történő fokozatossága és a mészkő kifejlődés is, amelyre az ellenállásszelvény rendkívül nagy kitérése utal (3. *ábra*).



3. *ábra*. A Tótkomlósi Mészmárga Tagozat jellemző rétegsora egy battonyai fúrás példáján. Jelmagyarázat: 1. mészmárga, 2. mészkő, 3. márga, 4. metamorfit, 5. agyagmárga, 6. magminta, és a hozzá tartozó karbonáttartalom értéke

Fig. 3 A typical log pattern of the Tótkomlós Calcareous Marl Member as recorded in a Battonya borehole. 1. calcareous marl, 2. limestone, 3. marl, 4. metamorphic basement, 5. claymarl, 6. core sample with the measured carbonate content

A mészmárga-márga képződmények litofáciese változó, aszerint, hogy milyen szerkezeti helyzetben, vagyis milyen vízmélységben rakódtak le. Az alaphegységi kiemelkedések fölött, ahol sekély vízzel számolhatunk a leülepedéskor, színe világos sárgásszürke, világosszürke, esetleg szürkésfehér; kagylós, pikkelyes törés jellemzi. A kőzetanyag általában rétegzetlen, legfeljebb a piritesedett növénymaradványok és aleurit feldúsulások utalnak mikrorétegzettségre. A képződmény felsőbb részein előfordul bioturbáció, amely felfelé erősödő tendenciát mutat. Ez a fáciestípus az, amely alapján a Tótkomlósi Tagozatot (először mint Tótkomlósi Formációt) leírták, és sztratotípusát kijelölték Tótkomlóson (GAJDOS et al. 1983).

Nagyobb vízmélységben képződve színe sötétebbé válik, barnásszürke, foltokban néhol szürkészöld elszíneződésű. A kőzetanyag kagylós-szilánkos törésű, közepesen kemény, rétegzetlen, homogén mészmárga, amely egyes szakaszain fokozatos átmenettel kifejlődő márgabetelepüléseket tartalmaz. A kőzetben helyenként feldúsulnak a kagylóhéj maradványok, lenyomatok, néhol

apró szenesedett növénymaradványok is megfigyelhetők. Gyakori benne a kristályos pirit, ill. a gömbös bakteriopirit (pl. a fábiánsebestyéni fúrásoknál).

Nagy mélységben képződve a képződmény színe sötét, feketés, vagy barnásszürke, szervesanyagban dús, bakteriopirit-konkréciós, közepesen kemény vagy kemény, és a szilánkos-kagylós törésű márga, mészmárga túlsúlya jellemzi. Meredek aljzatmorfológiához kapcsolódva előfordulhatnak szögletes, az alaphegységből származó metamorf, vagy dolomitkavicsok, kavicshintések, betelepülések. A rétegsor felső részében ezeken a területeken márga intraklasztok is megjelennek. Ezek a jelenségek jelzik, hogy a nyugodtvízi környezetben az üledékképződést (néha kavicsokat is szállító) gravitációs folyamatok szakították meg időről időre.

Az üledéksorban meglehetősen ritkák az üledékszerkezeti jegyek. A mélyebb területeken leginkább csak a legalsó szakaszon, kiemelt helyzetben az egész márga rétegsorban megfigyelhetők bioturbáció nyomai, amely a rétegzetlenséget okozhatja, és időszakonként jól szellőzött vízre utal. A karbonáttartalom váltakozása azonban vastagpados rétegzettséget hozhat létre, fokozatos átmenetekkel, amely a karotázsszelvényen is felismerhető, és egy-egy területen jól követhető szinteket alkot. A rétegsorban fölfelé a vízmélység növekedése, reduktív környezet kialakulása jellemző. A sziliciklasztos törmelékanyag növekedésével felfelé a karbonáttartalom fokozatosan csökken, a márga felső részében nő az aleuritos, finomhomokos laminák száma. A szerkezeti mozgások hatására kialakuló repedezettség, csúszási síkok, nyírási nyomok gyakoriak a mészmárga, márga képződményekben.

Őslénytani vizsgálatok

Vizsgálati módszerek

Az Endrődi Márga Formáció, azon belül is elsősorban a Tótkomlósi Mészmárga Tagozat korának (biosztratigráfiai helyzetének) tisztázásához mélyfúrások magmintáit vizsgáltuk a Battonya–pusztaföldvári-gerinc környékéről. A vizsgálatok négy ősmaradványcsoportot foglaltak magukba: Dinoflagellata, Foraminifera, Ostracoda, és Mollusca.

A szervesvázú mikroplankton vizsgálatát hagyományos palinológiai preparálás előzte meg. A foraminifera- és kagylósrák vizsgálat előtt ecetsavas feltárást használtunk, amelyet az ELTE Őslénytani Tanszékén az idősebb, főleg mezozoos karbonátos kőzetek esetében már évek óta rutinszerűen és sikeresen alkalmaznak. A hazai gyakorlatban először a Hód–I fúrás biosztratigráfiai revíziójánál (SZUROMI-KORECZ et al. 2004) sikerült bemutatni a módszer hasznosságát pannóniai korú kőzetanyag esetén is. Az apró darabokra összetört, kiszárított kőzetanyagot tömény ecetsavval (96%-os $C_2H_4O_2$) öntöttük fel. Megfigyelésünk szerint körülbelül 2 hét kellett ahhoz, hogy a tömény ecetsav átjárja a kőzetet és a lezajló fizikai és kémiai folyamatok hatására a kőzet szétessen. Ily módon egész ostracoda teknőket sikerült kiszabadítani a nagy keménységű és nagy mélységből származó kőzetanyagból is. Hagyományos módszerrel (hidrogénperoxidos feltárás) csak néhány, meghatározhatatlan kagylósrák teknőtöredék került elő ugyanezekből a mintákból. A vizsgálat során bebizonyosodott, hogy a korábbi

1. *táblázat.* A mészmárgából értékelhető biosztratigráfiai eredményt adó fúrások és magok
Table 1 Assignment of core samples into dinoflagellate biozones (last column) from the calcareous marl

Fúrás	Mag száma	Mag tető	Mag talp	Mészmárga tető	Mészmárga talp	Mészmárga mintázott része	Biozóna
Bat-10	1	1018	1023	1018	1037	teteje	etrusca
Bat 76	3	1031	1037	1013	1032	alja	etrusca
Bat K-8	9	1018	1024	994	1061	alja, alsó 2/3-a	etrusca
	10	1024	1030				köztes zóna
	11	1030	1036				köztes zóna
	12	1036	1042				köztes zóna
	13	1042	1047				tihanyensis
	14	1047	1053				tihanyensis
	15	1053	1059				tihanyensis
	16	1059	1065				tihanyensis
Bat K 13	2	984	990	983	1037	teljes vastagsága	etrusca
	4	991	1009				etrusca
	5	1009	1028				etrusca
	6	1028	1038				tihanyensis
Csa-3	6	1931	1932	1810	(1925) 1932	alja	validus vagy fiatalabb
Domb-Dk-1	1	1066	1084	1047	1112	középső 1/3-a	etrusca
Kev-1	1	1750	1768	1712	1762	alja	oblongus
Mbh 1	3	2446	2452	2443	2474	felső része	oblongus vagy pannonicus
Med-4	1	2348	2353	2292	2431	közepe	paradoxus
Pf 107	2	1775	1777	1737	1787	alsó része	validus
Pf 123	1	1770	1775	1740	1797	közepe	etrusca
Pf 163	1	1760	1765	1734	/1820/	közepe, zöme	validus
	2	1777	1782				validus
	3	1800	1801				validus
Pf 196	1	1766	1767	1726	1787	alsó 1/3-a	tihanyensis
	2	1770	1775				tihanyensis
	3	1775	1778				tihanyensis
T-K 1	5	1510	1514	1495	1545	alja, alsó 2/3-a	etrusca
	6	1514	1518				etrusca
	7	1518	1527				etrusca
	8	1527	1545				etrusca vagy idősebb

A táblázatban feltüntettük, hogy az adott fúrásban milyen intervallumban fordult elő a mészmárga; így meg lehet ítélni, hogy a mészmárga összlet melyik részéből származik a mag (ezt külön oszlopban szövegesen is jeleztük). Egyes fúrásokban mészmárga rétegek durvatörmelékes vagy agyagmárgás rétegekkel váltakozva is előfordulhatnak az összefüggő mészmárgatest alatt, illetve fölött, ezért bizonyos mértékig szubjektív lehet a mészmárga határának megvonása. Ez a helyzet pl. a Csa -3 fúrás 6/2 magrészénél, ahol a minta egy konglomerátum réteg alól, de kétségkívül mészmárga kőzetből származott.

2. *táblázat.* A Tótkomlósi Tagozat fedőjét képező agyagmárgából származó biosztratigráfiai eredmények

Table 2 Table 2 Assignment of core samples into dinoflagellate biozones (last column) from the claymarl overlying the Tótkomlós Member

Fúrás	Mag sorszáma	Mélység	Biozóna
Csa-4	2.	1801 1803	etrusca
Csa 5	1.	1794 1797	etrusca
Csa 13	2.	1884-1890	validusnál fiatalabb
Med-3	1.	2297-2300	etrusca
Mbh-1	1.	2376-2377	etrusca

gyakorlattal (5–10 dkg) szemben lényegesen több (50–100 dkg) kőzetanyag feltárására van szükség, ugyanis a rendkívül szegényes ősmaradványtartalom miatt csak így van remény értékelhető példányok előkerülésére.

A vizsgálat során összesen 18 fúrás 36 magmintájából kaptunk biosztratigráfiailag értékelhető adatokat. A mészmárgából származó 31 mag adatait az *1. táblázat* tartalmazza, a fedő agyagmárgára vonatkozó adatokat pedig a 2. *táblázat.*

Dinoflagellata

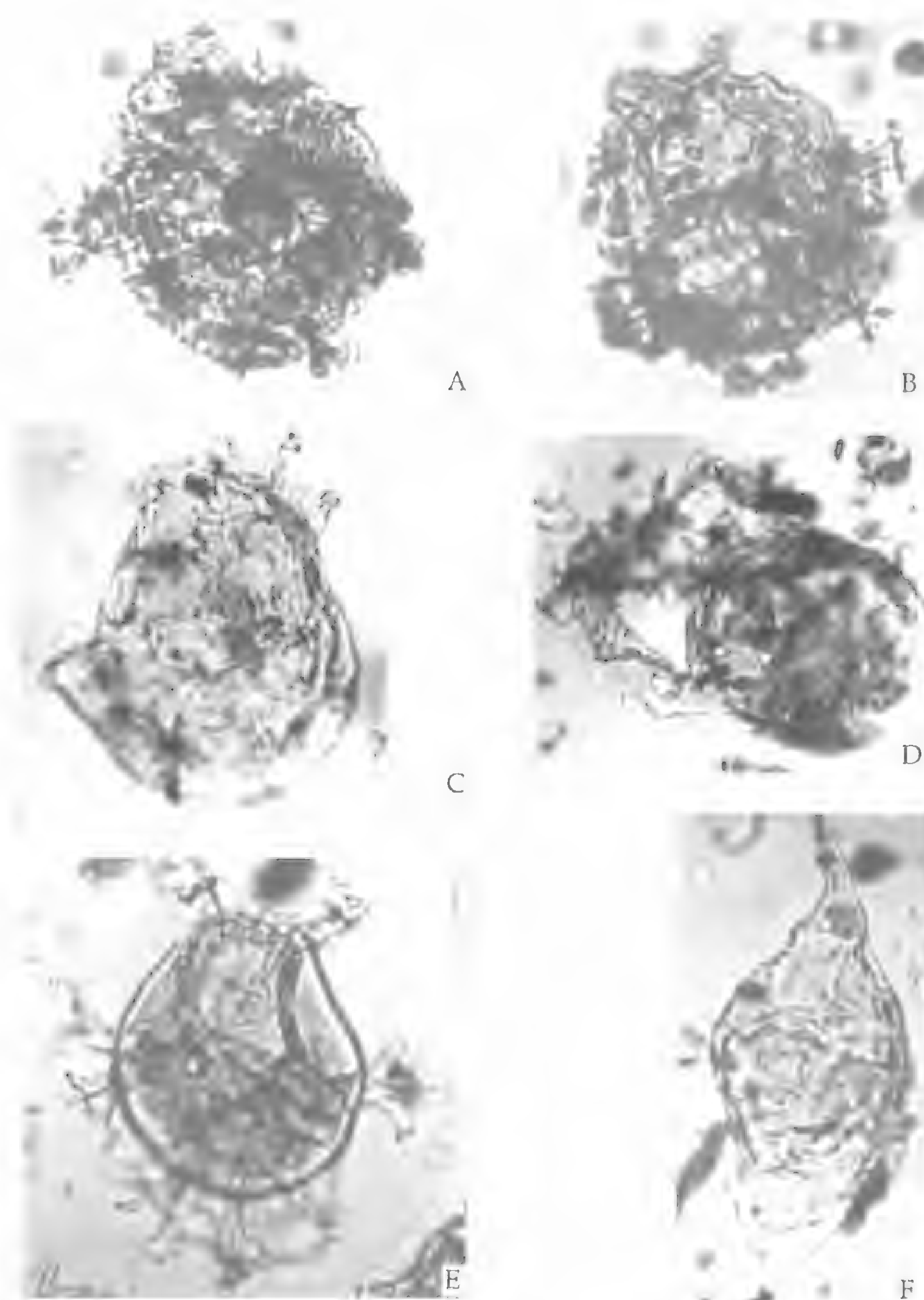
A dinoflagelláták (páncélos ostoros moszatok) rétegtani jelentősége a Pannon-tó nyílttavi üledékeinek tagolásában már közismert. Tengeri eredetű élőlényekről van szó, amelyek több alakúak, vagyis egyazon fajnak planktonikus és bentonikus életmódú alakja is van. Különösen fontos rétegtani eszköznek számítanak a mélyvízi kifejlődések esetében, ahol a puhatestű fauna hiányzik, vagy biosztratigráfiai felbontása igen gyenge. Az Endrődi Márga Formáció vizsgálatánál is ezekkel a szervezetekkel tudtuk elérni a legnagyobb rétegtani felbontást (*4, 5. ábrák*). SÜTŐNÉ SZENTAI (1991) több dinoflagellata-biozónát különített el, ezekből itt a *3. táblázat*ban szereplő egységeket használjuk. A legalsó zónát a bizonytalan taxonómiai helyzetű *Mecsekia ultima* előfordulása jelzi, a többi zóna viszont elsődlegesen a *Spiniferites bentorii* nevű dinoflagellátának és leszármazottainak

3.táblázat.A dinoflagellata-biozónák és becsült koruk (Magyar et al. 1999b szerint)

Table 3 Dinoflagellate biozones of Lake Pannon deposits and their estimated age (after MAGYAR et al. 1999b)

Biozóna neve	A zóna talpának becsült kora (millió évben)
Galeacysta etrusca	7,9
Spiniferites tihanyensis	8,1
Spiniferites validus	9,2
Spiniferites paradoxus	10,6
Pontiadinium pecsvaradensis	10,8
Spiniferites bentorii oblongus	11,6
Spiniferites bentorii pannonicus	11,8
Mecsekia ultima	12,0

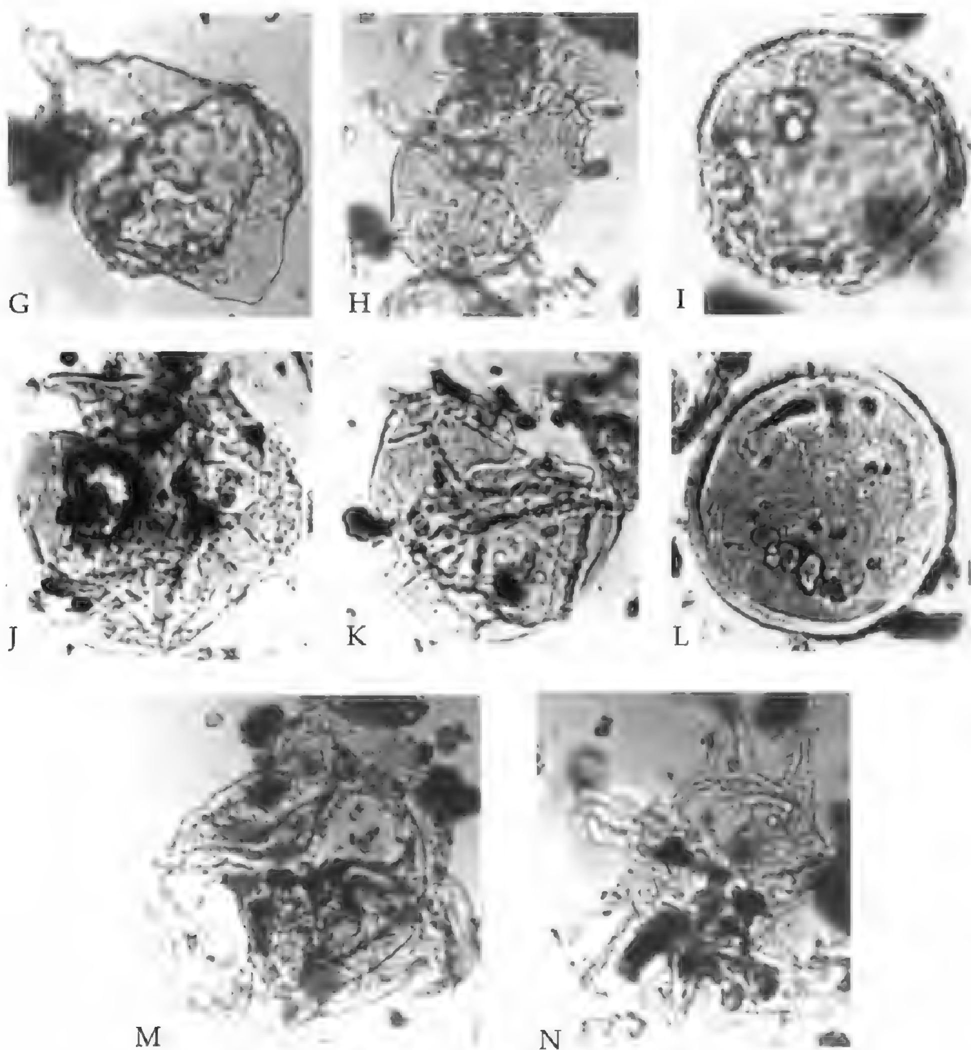
A *Spiniferites tihanyensis* zóna a többi, itt szereplő biozónához képest később került bevezetésre. A zónajelző faj előfordulása Tihanyban a 7.9 millió éves vulkanitnál (BALOGH & NÉMETH 2004) idosebb, ezért helyzetét itt úgy értelmezzük, hogy a korábbi táblázatokban szereplő *Galeacysta etrusca* zóna bazális részének felel meg. A táblázatban feltüntetett numerikus korokat (MAGYAR et al. 1999) természetesen azzal a fenntartással kell kezelni, hogy ezek a mai ismereteink szerint adható legjobb becslések csupán.



4. ábra. Szervesvázú mikroplankton a Battonya–pusztaföldvári-hátság fúrásaiból. A-C: *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986, A: Mbh 1 fúrás 3 mag N:.610×; B,C: Kev–1 fúrás 1/3. mag N:.670×; D: *Romanodinium areolatum* BALTES 1971 új variáció, Battonya K–8 fúrás 15/1. mag N:.660×; E: *Spiniferites tihanyensis* SÜTŐ-SZENTAI 2000, Battonya K–8 fúrás 15/1 mag N:.700×; F: *Pontiadinium inequicornutum* (BALTES 1971) STOVER & EVITT 1978, Battonya K–8 fúrás 15/1. mag N:.710×

Fig 4 Dinoflagellates from the investigated boreholes

evolúcióján alapul. Az egyes fajok közötti átmenetek sokszor fokozatosak, ezért a zónahatárok nem mindig élesek és kisebb bizonytalanságok előfordulhatnak a meghatározásukban.



5. ábra. Szervesvázú mikroplankton a Battonya–pusztaföldvári-hátság fúrásaiból. G: *Pontiadinium inequicornutum* (BALTES 1971) STOVER & EVITT 1978, sima falú variáció, Battonya–K–8 fúrás 13. mag N:.650×; H: *Spiniferites galeaformis* SÜTŐ-SZENTAI 2000, Battonya–K–13 fúrás 6. mag N:.500×; I: *Chytroeisphaeridia hungarica* SÜTŐ SZENTAI 1990, Battonya-K–8 fúrás 13. mag N:.750×; J: *Spiniferites balcanicus* (BALTES 1971) SÜTŐ SZENTAI 2000, Battonya K 8 fúrás 16. mag N:.550×; K: *Millioudodinium pelagicum* SÜTŐ-SZENTAI 1990, Battonya K 8 fúrás 16. mag N:.530×; L: *Tectatodinium pellitum* WALL 1967, Battonya–K–8 fúrás 16. mag N:.470×; M: *Galeacysta etrusca* CORRADINI & BIFFI 1988, Battonya–K–13 fúrás 4. mag N:.390×; N: *Spiniferites cruciformis* WALL, DALE & HARADA 1973, Battonya–K 8 fúrás 9. mag N:.550×

Fig 5 Dinoflagellates from the investigated boreholes

Foraminifera

Ezidáig a pannóniai rétegekben autochton foraminiferák (primitiv, agglutinált házú együttes) csak a pannóniai s.l. nyitó szakaszát képviselő lagúna fáciesű lemezes márga rétegekből (Zalai Márga) ismertek (Korecz-Laky 1985). Rétegtani jelentőségük tehát a pannóniain belüli korhatározásban a foraminiferáknak nincs. Számos alföldi mélyfúrás őslénytani újraértékelésénél tapasztaltuk viszont, hogy a korábbi évtizedekben rutinszerűen végzett hidrogénperoxidos eljárással csak kevéssé feltárt kőzetanyagból előkerülő néhány foraminifera alapján téves kormeghatározás történt (Hód–I, Makó–2, Zsombó–1, stb). A foraminiferák mellett talált néhány apró ostracoda héjtöredék annak idején nem volt elegendő, hogy bizonyítsa a foraminiferák allochton voltát. Az alföldi mélyfúrások mélyebb részein szembeszökő jelenség a középső-miocén foraminiferák áthalmozása a pannóniaiba. Az általunk vizsgált anyagban ilyen, a mészmárgában áthalmozottan előforduló foraminiferák bizonyítják azt, hogy a Battonya–pusztaföldvári-hátságon valaha léteztek szarmata korú üledékes kőzetek is.

Ostracoda

A kagylósrákok (Ostracoda) bentosz életmódjukból következően fáciesfüggők. Elterjedésüket, az együttesek fajösszetételét számos tényező befolyásolja, mint például a sótartalom, a vízmélység, vagy az aljzat minősége. Eddigi vizsgálataink szerint lényeges különbség mutatható ki a mélyvízi és a sekélyebbvízi együttesek taxonösszetétele között. Az előbbiekben a fiatalabb pannóniai rétegekben a *Candona*-félék (*C. (Bakunella), C. (Caspiolla), C. (Serbiella), C. (Thaminicypris)*, stb.) uralkodnak, míg az idősebb pannóniai rétegekben elsősorban az Amplocypris- és *Hungarocypris*-félék és a *Candonák* közül a *C. (Typhlocypris)* és *C. (Turkmenella)* taxonok jutnak nagyobb szerephez. A sekélyebbvízi társulásokban a Cyprideis és *Hemicytheria* genusok aránya nő meg az együttesekben. A vizsgált mintákban talált fontosabb kagylósrák taxonokat a *4. táblázat* tartalmazza.

Mollusca

A vizsgált fúrómagok közül 6 tartalmazott puhatestű-maradványokat. Ezek biosztratigráfiai szempontból egységesek voltak, mindegyik a pannóniai korszak késői, fiatal részére utalt. Fácies szempontjából azonban nyilvánvaló különbség mutatkozott az agyagmárgából származó, kizárólag mélyvízi fajokat (*Paradacna abichi, „Pontalmyra" otiophora, Pardacna lenzii)* tartalmazó együttesek és a mészmárgából származó, mélyvízi és legfeljebb sekély szublitorális elemeket (*Lymnocardium*- és *Congeria*-fajokat) keverve tartalmazó együttesek között. Az agyagmárga ennek alapján több tíz, akár több száz méteres vízmélységben rakódott le, míg a mészmárga (legalábbis Battonya-Keleten és Tótkomlós-Keleten, ahonnan a minták származtak) ennél jóval sekélyebb, legfeljebb kb. 50 méteres vízmélységben.

4. táblázat. A vizsgált mintákban előforduló fontosabb kagylósrák-maradványok
Table 4 Ostracods from the investigated boreholes

	ostracoda taxonok																								
vizsgált magok	Candona postsarmatica KRSTIC	Amplocypris simplex ZALÁNYI	Hungarocypris hieroglyphica (MÉHES)	Hungarocypris auriculata (REUSS)	Amplocypris sp.	Candona(Cryptocandona) sp.	Candona sp.	Candona (Caspiolla) sp.	Candona(Caspiolla) parabalcanica KRSTIC	Candona (Serbiella) sp.	Candona(Serbiella) sagittosa KRSTIC	Candona (Serbiella)hastata KRSTIC	Candona (Sinegubiella) sp.	Candona(Sinegubiella) sublabiata KRSTIC	Candona(Sirmiella) arcuatoides KRSTIC	Candona(Ochridiella) tihanyensis ZALÁNYI	Candona (Fabaeformiscandona) arcana KR.	Candona (Thaminocypris)sp.	Candona (Bakunella) sp.	Candona (Reticulocandona) sp.	Candona (Pontoniella) sp.	Hemicytheria sp.	Hemicytheria josephinae ZALÁNYI	Loxoconcha (Loxoconcha)djaffarovi SCHN.	Cyprideis sp.
Bat K-8/9.mf.								x			x														
Bat K-8/10.mf.								x		x													x		
Bat K-8/11.mf.							x																		
Bat K 8/12.mf.								x															x		
Bat K-8/13.mf.																			x						
Bat K 8/14.mf.								x		x								x							
Bat K-8/15.mf.								x			x		x	x				x		x					
Bat K-8/16.mf.											x		x		x	x		x		x					
Bat K-13/2.mf.								x	x	x			x		x	x					x				x
Bat K-13/4.mf.										x			x	x											
Bat K-13/5.mf.								x		x			x												
Bat K 13/6.mf.					x			x		x															
Bat-76/3.mf.					x			x				x					x	x				x		x	
Bat-10/1.mf.							x	x																	
Domb DK-1/1. mf.								x		x															
Csa-13/2.mf.							x	x																	
Csa-4/2.mf.							x	x																	
Pf-196/1-3.mf.							x			x															
Pf 163/1-3.mf.							x			x															
Pf-123/2-3.mf.							x			x			x												
Pf-107/2.mf.							x	x		x															
T-K-1/5-7.mf.							x	x																	
Kev-1/1.mf.		x	x	x	x	x	x																		
Mbh 1/3.mf.	x						x																		

Rétegtani eredmények

A mészmárga talpának és tetejének kora

Vizsgálati eredményeinkből a mészmárga korára vonatkozóan az alábbi következtetéseket vonhatjuk le. A mészmárga talpának kora a legkiemeltebb területtől, Battonyától kiindulva a hátság tengelyében, Pusztaföldvár felé lassabban, míg a tengelyre merőlegesen, északkelet felé, a Békési-medence irányában gyorsabban

növekszik. Battonyán a Bat–76 fúrás alapján az etrusca zónába tartozik; Tótkomlóson a mészmárga alján nincsenek zónajelző fajok, így ez tartozhat az etrusca és a tihanyensis zónába is; Pusztaföldváron a validus zónába tartozó minták is előfordultak, bár a talp még ennél öregebb is lehet; a Med–4 fúrásban pedig már a paradoxus zónát azonosítottuk (a talp itt is ismeretlen). A mészmárga talpa Battonya-Keleten a tihanyensis zónába tartozik, a Kevermes–1 fúrásban pedig már az oblongus zónába; ugyaninnen *Amplocypris–Hungarocypris* dominanciával jellemezhető idős ostracoda együttest határoztunk meg. A Magyarbánhegyes–1 fúrás mészmárgájából (és még nem is a talpról!) talán még ennél is idősebb kort kaptunk (oblongus vagy pannonicus zóna). Az iszapolási maradékban a *Candona postsarmatica* KRSTIĆ faj néhány példányát találtuk, amely a pannóniai emelet kezdő rétegeiben fordul elő (KRSTIĆ 1972).

A mészmárga fölötti agyagmárga mintái egységesen az etrusca zónába tartoztak. Itt csak a Csa–4 és –5 fúrásokból került elő értékelhető ostracoda: a fiatal pannóniaira jellemző néhány *Candona (Caspiolla)* és *Candona* sp. példány. Ezek alapján feltételezzük, hogy a mészmárga teteje a biosztratigráfiai felbontás határain belül egyidős az egész vizsgált területen, és az etrusca zónába tartozik. (Valójában természetesen a mészmárga tető a mélyebb szerkezeti helyzettől a kiemelt részek felé fiatalodik, de ez a korkülönbség a vizsgált területen belül biosztratigráfiailag nem volt kimutatható.) A mészmárga talpának kora tehát (ha nincs alatta számottevő törmelékes összlet) értelmezésünk szerint azt az időpontot adja meg, amikor az adott terület vízzel borítottá vált a pannóniai során, míg a mészmárga tető azt az időpontot, amikor a törmelékes üledékbehordás elérte az adott területet. Ezt a feltételezést sajnos nem tudjuk általánosan igazolni a vizsgálati adatainkból, mert a mészmárga tetejét csak a Bat–10 fúrásban mintáztuk meg, továbbá az Mbh–1 fúrásban, ahol azonban közvetlenül a mészmárgára vulkanit települ, ami semmiképpen sem tekinthető tipikus rétegsornak. Érdekes azonban ez utóbbi fúrásnak a két vizsgált magját összevetni: a 3., mészmárga mag az oblongus vagy pannonicus zónába tartozik, tehát igen idős, míg az 1. mag agyagmárgája, amely mindössze 70 méterrel van magasabb helyzetben, már az etrusca zónába. Ez a 70 m tehát minimum 2,5 millió évet fog át, és így egy nagyságrenddel lassúbb üledékképződést jelez az adott helyen a mészmárga lerakódásának idején, mint a fedőjében települő sziliciklasztos rétegsor képződése idején.

Hasonló korviszonyokat találtunk a Délkelet-Alföld egyéb területein végzett vizsgálataink során is. Pl. az algyői gerincen mélyült A–91 fúrás 2495 méterének mészmárgája az etrusca zónába tartozik, míg a szerkezet oldalában az A–6 fúrás 3095 méterének mészmárgája az oblongus zónába. Az előbbiből (A–91) szegényes, a fiatal pannóniaira jellemző ostracoda együttest határoztunk meg, míg az utóbbiból (A–6) a kora pannóniaira jellemző *Amplocypris simplex* ZALÁNYI faj egy példánya került elő (cf. KRSTIĆ 1985). Az „üllési szerkezet" felett az Ü–22 fúrásban 59 m vastagságban vettek magot a mészmárgából; ennek korára a vizsgálataink során a fiatal pannóniaitól (tihanyensis vagy validus zóna) a paradoxus zónánál idősebb korokig terjedő spektrumot kaptunk, tehát hasonló kőzetvastagság mellett hasonló időkeretet, mint amit az Mbh–1 fúrás esetében az adatok alapján feltételeznünk kell.

Szeizmikus rétegtani értelmezés

A Battonya–pusztaföldvári-hátság (és ugyanígy az előbb említett algyői és üllési szerkezet is) olyan alaphegységi kiemelkedés, amelynek szárnyain a medencekitöltésből nyert szeizmikus reflexiók rálapolódással elvégződnek (6. *ábra*). Ez a geometria azt sugallja, hogy a kiemelkedés felsőbb részein és szárnyain csak a legfiatalabb pannóniai üledékek találhatók meg. A Hód–I és Makó–2 fúrások korábbi biosztratigráfiai vizsgálata alapján például már a legfiatalabb dinoflagelláta zóna, az etrusca zóna alsó határának megfelelő reflexió is mélyebb helyzetben lapolódik rá a medencealjzatra, mint ahol a jelenleg vizsgált fúrásaink elhelyezkednek. Ha ez valódi rálapolódás lenne, akkor a hátság fölött nem fordulhatnának elő az etrusca zónánál idősebb kőzetek. Mivel azonban a jelenlegi vizsgálat ezeket több fúrásban is kimutatta, arra kell következtetnünk, hogy a rálapolódás ebben az esetben csupán látszólagos; a valóságban az idősebb képződmények vastagsága a szeizmikus felbontás alá esik, de ezek a képződmények magasan felhúzódnak a szerkezet szárnyain. Hasonló helyzetet találtunk a Közép-Alföld több kutatási területén is; a kiemelt aljzati szerkezetek tetején a mészmárga lényegesen idősebb lehet, mint azok a szintek, amelyek látszólag kiékelődnek a szerkezet szárnyain (pl. Kunmadaras–2, Karcag–Bucsa–1 stb.).

Vulkanitok kora

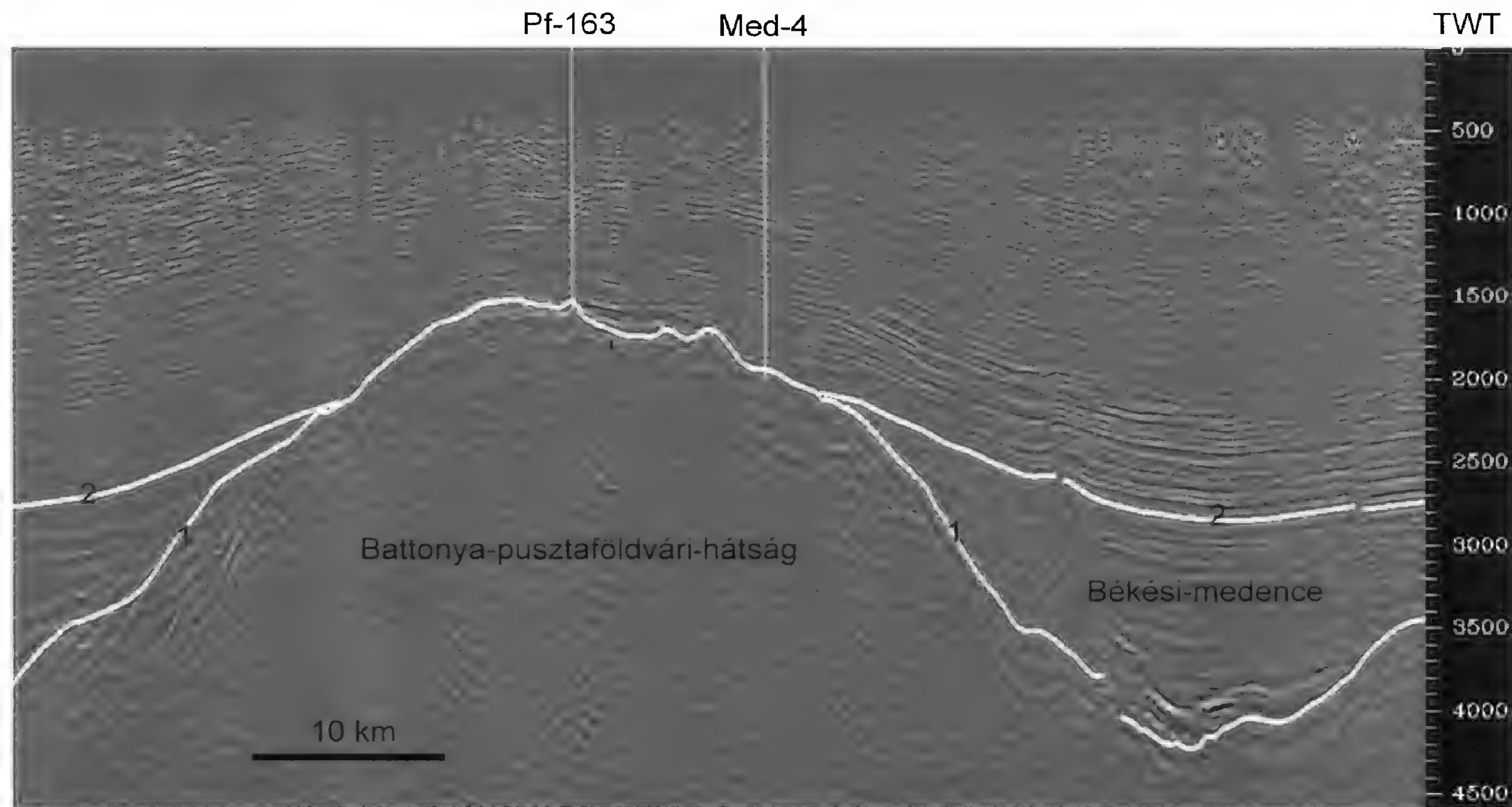
A battonya–pusztaföldvári területen előforduló vulkanitokat az Mbh–1 és a Bat–K–8 fúrásokban tudtuk alulról és felülről is behatárolni biosztratigráfiai módszerekkel. A Mbh–1 fúrásban a 30 méter vastag mészmárga összletre 2431 és 2443 m között bazalttufa agglomerátum települ. A kőzet bontottsága miatt K/Ar kormeghatározásra alkalmatlannak bizonyult. A képződmény települési és kőzettani analógia alapján a Keceli Bazalt Formációba sorolható, melynek radiometrikus korméréséi 8,1 (Kecel) és 10,4 (Ruzsa) millió évek közötti eredményeket adtak (BALOGH & JÁMBOR 1987, BALÁZS & NUSSZER 1987). A Mbh–1 fúrásban a mészmárga felső részéből származó minta az oblongus vagy pannonicus zónába (10,8 vagy 11,6 millió évnél idősebb), míg a jó 50 m-rel a vulkanit fölül, agyagmárgából vett minta az etrusca zónába (8 millió évnél fiatalabb) tartozik.

A Bat–K–8 fúrás 15. magjából (1053–1059 m) leírt vékony, mállott tufaréteget a tihanyensis zónába tartozó minták fogják közre.

Szarmata előfordulások

Eddig a Battonya–pusztaföldvári-hátság területén 6 fúrásból ismertünk ősmaradványok alapján szarmatának tekintett vékony, főleg durvatörmelékes összleteket, amelyek helyileg (Kunágota, Kág–2; Magyardombegyház, Domb–1; Csanádalberti, Csal–1; Pitvaros, Pit–É–3; Csanádapáca, Csa–3; Kevermes, Kev–1) és mélységintervallumukat tekintve is (1513–2735 m) rendkívül szórt előfordulások, vastagságuk 17–54 m (Kevermesen csak néhány méter). Ezek közül a fúrások közül a két utolsót vontuk be vizsgálatainkba.

A Csa–3 fúrás 6/2 sz. mészmárga magjában a szarmata emeletre jellemző foraminiferák mellett a fiatal pannóniaira jellemző *Spiniferites validus* dinoflagellata



6. ábra. DNy–ÉK irányú szeizmikus szelvény a Battonya–pusztaföldvári-hátságon keresztül (nyomvonal az 1. ábrán). Jelmagyarázat: 1. neogén medence aljzata, 2. a *Galeacysta etrusca* zóna talpa a medencékben. A jelölt fúrásokban a mészmárga talpa idősebb, mint a *Galeacysta etrusca* zóna

Fig. 6 Seismic profile across the Battonya-Pusztaföldvár basement high (location indicated in Fig.1). 1. basement of the Neogene basin, 2. base of the Galeacysta etrusca Zone. Note that in the indicated wells, the base of the Tótkomlós Calcareous Marl Member is older than the Galeacysta etrusca Zone. Seismic onlaps onto the basement high flanks are thus not necessarily pinch-out zones of chronostratigraphic units

faj egy töredékét is megtaláltuk. A magot több méter vastag homokkő-konglomerátum rétegsor választja el az összefüggő mészmárga testtől. A pannóniai ősmaradvány jelenléte azonban azt mutatja, hogy ez a kőzet pannóniai korú, és a foraminiferák áthalmozottak.

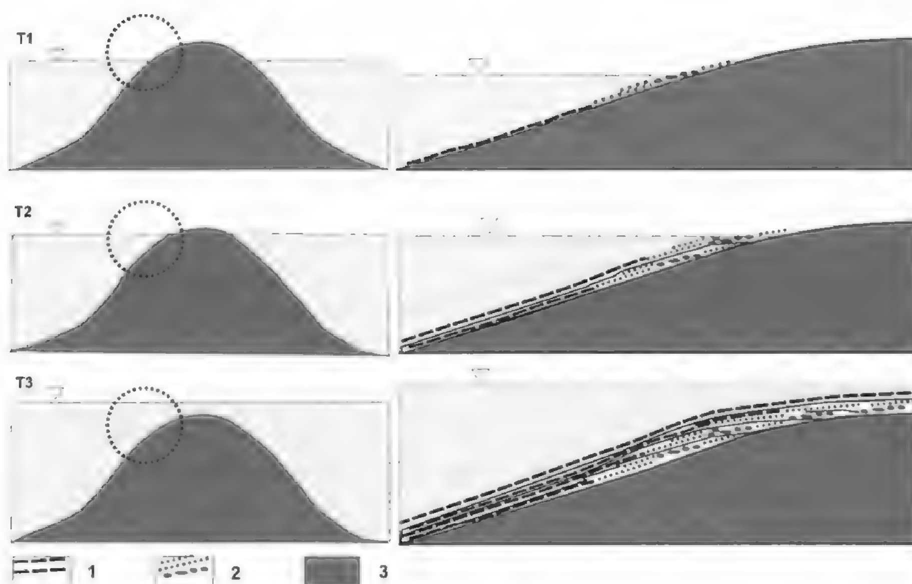
Korábban szarmata foraminiferákat ismertettek a Kev–1 fúrásból is. Mi ezeket nem találtuk meg. Az eredetileg 10 m-nél is hosszabb kőzetmag rétegsora rekonstruálhatatlan, így ma már kideríthetetlen, hogy az idős pannóniai mészmárga rétegek alatt csakugyan volt-e egy vékony szarmata kifejlődés, vagy ismét csak áthalmozott ősmaradványokról van szó.

A fenti eredmények ellenére sem gondoljuk, hogy a Battonya–pusztaföldvári-hátság mindegyik szarmata ősmaradvány-előfordulása áthalmozás eredménye lenne. A fent említett 6 fúrás közül éppen a legmagasabb szerkezeti helyzetűről, a Domb–1-ről tudjuk legbiztosabban, hogy szálban álló szarmatát harántolt, mert a fúrás 1513 méteréből szarmata kagylók tömege került elő (SZÉLES Margit határozása); a makrofauna áthalmozása pedig egyik neogén emeletből a másikba tapasztalataink szerint igen ritka jelenség. Az értelmezési bizonytalanságok ellenére a szarmata ősmaradványok előfordulásának dokumentálása e fúrásokban rendkívül fontos, mert akár szálban álló kőzetben fordulnak elő, akár áthalmozottak, arról tanúskodnak, hogy folyt üledékképződés a szarmata korszakban a Battonya–pusztaföldvári-hátság területén.

Fejlődéstörténeti modell

A mészmárga-márga rétegsor tehát a sziliciklasztos behordási helyektől távol, nyugodt vízi környezetben rakódott le. Tekintve, hogy a medencealjzat igen tagolt morfológiájú volt, ez nem feltétlenül jelentett mélyvízi környezetet. A mészmárga képződése megindult minden olyan helyen, amely vízzel borítottá vált, függetlenül attól, hogy ez a pannóniai legelején, ill. több millió évvel később történt-e meg. Képződésének kezdete tehát helyről-helyre változhat, és ugyanez mondható el annak befejeződéséről is. Amikor a sziliciklasztos utánpótlás mértéke akkora volt, hogy az agyagásványok kerültek túlsúlyba, az adott területen már nem képződött többé mészmárga-márga. Ennek ideje rendkívül eltérő lehet pl. a Duna–Tisza köze É-i és középső részén, ahová aránylag korán ért a deltarendszer, illetve Battonyán, amely legkésőbb töltődött föl. A mészmárga tehát ugyanúgy diakrón képződmény, mint a sekélyebbvízi, ill. partmenti pannóniai fáciesek, amelyekről ezt már régóta tudjuk. Képződése igen hosszú időt igényelt, helyenként több millió évet, de a konkrét időintervallum helyről helyre változó.

Kisebb területre lebontva ezt a modellt, pl. vizsgálatunk területén, a Battonya–pusztaföldvári-hátságon sem egyidőben kezdődött a mészmárgaképződés. A 7. *ábrán* vázolt fejlődéstörténeti modell lényege, hogy a vízzel borított területen, a battonyai sziget partjaitól távolabb, nyíltvízi környezetben mészmárga képződés folyt, míg a sziget partvonala mentén a hullámverés hatására parti abráziós homok és konglomerátum rakódott le (T1 időpillanat). Ahogy a hátság süllyedt, a partvonal egyre eltolódott, a durvatörmelék a hátság tetőzónája felé tehát egyre fiatalabb korú. A korábbi partmenti üledékek víz alá kerültek, fölöttük, vékony átmenettel és összefogazódással, immár nyíltvízi



7. ábra. A mészmárga képződésének szedimentációs modellje a Battonya–pusztaföldvári-hátság területén. Jelmagyarázat: 1. mészmárga, 2. homok és kavics, 3. medencealjzat

Fig. 7 Depositional model for the Tótkomlós Member in the Battonya-Pusztaföldvár region. 1. calcareous marl, 2. sand and gravel, 3. basement

mészmárga üledékképződés folyt (T2 időpillanat). Végül a szigetet teljesen elborította a víz, a törmelékképződés megszűnt, az üledékforrások még igen távol lévén mészmárgaképződés (helyenként mészkőképződés) folyt a területen (T3 időpillanat).

A mészmárga képződésének megindulása tehát a hátság tetőzónája felé egyre későbbi időpontban történt, itt egyre fiatalabbak a kezdő rétegek. Azonban a hátság lejtőin képződött mészmárga felső részén szintén sokkal fiatalabb üledékeket találunk, mint alatta, hiszen itt folyamatosan történt az üledékképződés, és egészen addig mészmárga-márga képződött, amíg a sziliciklasztos üledékutánpótlás meg nem érkezett a területre. Amint a Pannon-tavat feltöltő deltarendszerek előrenyomultak, a sziliciklasztos üledékek aránya megnőtt, és agyagmárga képződött a hátság fölött, majd a delta rendszer progradációja feltöltötte az egész területet.

Következtetések

– A Tótkomlósi Mészmárga tagozat kondenzált üledékképződés eredménye: éhező medencében rakódott le, nyugodtvízi környezetben, távol a sziliciklasztos behordási helyektől, ezért képződése nagyságrenddel lassúbb volt, mint a fölötte települő törmelékes üledékes rétegsoré.

– A mészmárga talpának kora azt az időpontot adja meg, amikor az adott terület vízzel borítottá vált a pannóniai során, míg a mészmárga tető azt az időpontot, amikor a törmelékes üledékbehordás elérte az adott területet.

– A mészmárga talpa a Battonya–pusztaföldvári-hátság tetőzónájában igen fiatal (*Galeacysta etrusca* zóna; kevesebb, mint 8 millió éves), míg a medencék felé egyre idősebb (*Spiriferites bentorii pannonicus* vagy *Spiriferites bentorii oblongus* zóna; több, mint 11,5 millió éves).

– A mészmárga tető a területen belül biosztratigráfiai értelemben egykorú (azon belül a kiemelt területek felé fiatalodik); akárcsak a fedő agyagmárga, ez is a Galeacysta etrusca zónába tartozik (kevesebb, mint 8 millió éves).

– A legnagyobb korkülönbség a mészmárga alja és teteje között a hátság szárnyain fordul elő; ilyen helyzetben néhányszor 10 m vastagságú mészmárga több, mint 2,5 millió évet reprezentálhat.

– A medenceüledékeknek a szeizmikus szelvényeken látható kiékelődése a Battonya–pusztaföldvári-hátság szárnyaira sok esetben csupán látszólagos; a rálapolódással elvégződő szeizmikus reflexióknak megfelelő időszintek a mészmárgában összesűrűsödve magasra felhúzódhatnak a szerkezet oldalában.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk RÉVÉSZ Istvánnak és TATÁR Andrásnénak a kézirat korrekt és szakszerű lektorálásáért, valamint HAAS Jánosnak és KISS Károlynak a hasznos beszélgetésekért. A munka során felhasznált anyagvizsgálatok leírásai az egykor volt SZKFI és a MOL Rt. Anyagvizsgálati Laboratóriumában készültek. A munkához anyagi támogatást a T 035168 és a T 034364 sz. OTKA pályázatok kereteiből kaptunk.

Irodalom – References

BALÁZS E. & NUSSZER A. 1987: Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa. – In: JÁMBOR Á. (Ed.): A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. - *MÁFI Évkönyve* **69**, 95–114.

BALOGH K. & JÁMBOR Á. 1987: A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények időbeli helyzetének meghatározása. – In: JÁMBOR Á. (Ed): A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. – *MÁFI Évkönyve* **69**, 27–36.

BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2004: Evidences of the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. – *Geologica Carpathica* [in press]

BÉRCZI I, DANK V., GAJDOS I., PAP S., RÉVÉSZ I., SZENTGYÖRGYI K. & VÖLGYI L. 1987: Az Alföld kunsági (pannóniai s.str.) emeletbeli képződményei. – In: JÁMBOR Á. (Ed): A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. – *MÁFI Évkönyve* **69**, 179–198.

GAJDOS I., PAP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. 1983: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények litosztratigráfiai egységei. – MÁFI, Budapest, 70 p.

JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s. l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.

JUHÁSZ Gy. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment. - *Földtani Közlöny* **122**, 133–165.

JUHÁSZ Gy. & MAGYAR I. 1992: A pannóniai s.l. litofáciesek és molluszka-biofáciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön. Review and correlation of the Late Neogene (Pannonian s.l.) lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, eastern Hungary. – *Földtani Közlöny* **122**, 166–183.

JUHÁSZ Gy. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (Eds): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. - A MOL Rt. és a MÁFI kiadása, Budapest, 469–484.

Korecz-Laky, I. 1985: Foraminiferen im Pannonien Ungarns. – In: Papp, A., Jámbor, Á. & Steininger, F. F. (Eds): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 7, Pannonien. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 265–267.

Kőrössy L. 1971: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. – In: Góczán F. & Benkő J. (Eds): A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 253–344.

Krstić, N. 1972: Rod Candona (Ostracoda) iz kongeriskih slojeva juznog dela panonskog basena. – *Srpska akad. nauka i um. Pos. izd., knjiga CDL.* **39**, 2–145. Beograd.

Krstić, N. 1985: Ostracoden im Pannonien der Umgebung von Belgrad. – In: Papp, A., Jámbor, Á. & Steininger, F. F. (Eds): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 7, Pannonien. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 103–143.

Magyar, I. 1991: Biostratigraphic revision of the Middle Pontian (Late Neogene) Battonya sequence, Pannonian basin (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **34**, 73–79.

Magyar, I., Geary, D. H., Sütő-Szentai, M., Lantos, M. & Müller, P. 1999b: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. – *Acta geologica Hungarica* **42**, 5–31.

Magyar, I., Geary, D. H. & Müller, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.

Molenaar, M., Révész, I., Bérczi, I., Kovács, A., Juhász, Gy., Gajdos, I. & Szanyi, B. 1994: Stratigraphic framework and sandstone facies distribution of the Pannonian Sequence in the Békés Basin. – In: Teleki, P. G., Mattick, R. E. & Kókay, J. (Eds.): Basin analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary. – Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 99–110.

Mucsi M. 1973: A Dél-Alföld földtani fejlődéstörténete a neogénben. – *Földtani Közlöny* **103**, 311–318.

Mucsi, M. & Révész, I. 1975: Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **22**, 29–49, Szeged.

Phillips, R. L., Révész, I. & Bérczi, I. 1994: Lower Pannonian deltaic-lacustrine processes and sedimentation, Békés Basin. – In: Teleki, P. G., Mattick R. E. & Kókay, J. (Eds.): Basin analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary. – Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 67–82.

Pogácsás, Gy., Szabó, A. & Szalay, J. 1992: Chronostratigraphic relations of the progradational delta sequence of the Great Hungarian Plain. – *Acta Geologica Hungarica* 35, 311–327.

Pogácsás, Gy., Müller, P. & Magyar, I. 1993: The role of seismic stratigraphy in understanding biological evolution in the Pannonian Lake (SE Europe, Late Miocene). – *Geologia Croatica* **46**, 63–69.

Révész I. & Phillips R. L. 1989: A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. Lower Pannonian sedimentation in the Békés basin. – *Magyar Geofizika* 30, 98–113.

Sütőné Szentai M. 1991: Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagelláták evolúciójáról. – *Őslénytani Viták (Discussiones Palaeontologicae)* **36–37**, 157–200, Budapest.

Széles M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. – In: Góczán, F. & Benkő, J. (Eds): A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 253–344.

Szuromi-Korecz, A., Sütő-Szentai, M. & Magyar, I. 2004: Biostratigraphic revision of the Hód–I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian Stage. – *Geologica Carpathica*, in press.

Vakarcs G., Vail, P. R., Tari, G., Pogácsás, Gy., Mattick, R. E. & Szabó, A. 1994: Third-order Middle Miocene–Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **240**, 81–106.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 27.

Földtani Közlöny 134/4, 541–562. (2004) Budapest

Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary

A budai Vár-hegy negyedidőszaki termális tavi travertínójának szedimentológiája, geokémiája, kronológiája és paleokarszt fejlődése. Integrált esettanulmány

László KORPÁS[1] – Péter KOVÁCS-PÁLFFY[1] – Miklós LANTOS[1] – Mária FÖLDVÁRI[1] – László KORDOS[1] – Endre KROLOPP[1] – Doris STÜBEN[2] – Zsolt BERNER[2]

(18 figures)

Keywords: travertine, sedimentology, geochemistry, chronology, magnetostratigraphy, palaeokarst
Tárgyszavak: travertínó, szedimentológia, geokémia, kronológia, magnetosztratigráfia, paleokarszt

Összefoglalás

A Vár-hegy édesvízi mészkövének képződését meleg és száraz klímán, füves környezetben lerakódott folyóvízi üledékek vezették be. Ezt követően, meleg karsztforrások által táplált, sekély vizű (<3 m) tó alakult ki, amelynek korai szakaszában laminált, algás bindstone, onkoidos packstone és peloidos wackestone ülepedett le. A tófejlődés e korai szakaszát fokozatos klímahűlés és tektonikus kiemelkedés által vezérelt vízszintcsökkenés zárta le. Az így felszínre került édesvízi mészkő gyorsan karsztosodott és felszínén paleotalaj képződött. A felújuló meleg forrásműködés újabb vízszintemelkedést eredményezett és a tó újraéledt. Fejlődésének késői, kis vizű (1–3 dm) szakaszában fitoklasztos grainstone, boundstone és pizolitos floatstone típusú tömeges kristályos édesvízi mészkő képződött. A tó fejlődését hideg és száraz sivatagos klímán, ismételt vízszintesés és végleges kiemelkedés zárta le, lösz képződésével. Az édesvízi mészkő tiszta, magnéziummentes kalcitból áll. A közbetelepült reziduális hidromorf paleotalaj 17 °C felszín hőmérsékleten és 7-es pH mellett képződött. Az édesvízi mészkő kiválásának hőmérséklete a tófejlődés korai szakaszában 59–50 °C-ról a késői szakasz végére 50–33 °C-ra szakaszosan csökkent. A tó vízszintjének szakaszos csökkenését a klímaváltozások által vezérelt karsztvízszint változások határozták meg. A folyamat 1,07 millió évvel ezelőtt, a Matuyama kronban indult és 493 000 éve, a Brunhes kronban zárult. A rövid idejű karsztosodás és paleotalaj képződése a Brunhes kron elejére (720 000 év) tehető.

Abstract

Deposition of the Vár-hegy (Castle Hill) travertine started with fluvial clastics, deposited in a grassy environment in a warm and dry climate. A shallow lake (<3 m), fed by thermal karst springs was formed subsequently. Laminated algal bindstone, oncoidal packstone and peloidal wackestone represent this early phase of lake evolution, which was closed by a fall of waterlevel, controlled by gradual cooling and syntectonic uplift. These processes resulted in subaerial exposure and rapid karstification of the early travertine and were accompanied by palaeosoil formation. The new rise of waterlevel was started and conducted again by increased thermal spring activity, leading to the rebirth of the lake. Phytoclastic grainstone, boundstone and pisolithic floatstone are typical for the

[1]Geological Institute of Hungary, H–1143 Budapest, Stefánia út 14, Hungary

[2]Institute of Mineralogy and Geochemistry of the University Karlsruhe, D–76128 Karlsruhe, Kaiserstrasse 12, Germany

late and even more shallower (1-3 m) phase of the lake. The cessation of the lake's evolution was generated by a new waterlevel-fall and syntectonic uplift, on a cool and dry desert-climate, leading to loess formation. The Vár-hegy travertine is composed of pure and magnesium-free calcite. The intraformational, residual hydromorphic palaeosoil has been formed under a surface temperature of 17 °C and on pH 7. Precipitation temperatures of the travertine have been decreased gradually from 59–50 °C in the early phase, to 50–33 °C in the late phase. Fluctuations of waterlevel in the lake were related to variations of the karstwater table, and both of them were governed by climatic changes and tectonism. These processes were initiated 1.07 My ago, in the Matuyama chron and finished at 493 Ky in the Brunhes chron. Given the above rapid and brief karstification and palaeosoil formation should be manifested at 720 Ky base of the Brunhes chron.

Introduction

In the past the study of Quaternary travertines has not been paid much attention by carbonate sedimentologists. Although in the course of the last two decades several special studies devoted to sedimentology, mineralogy, biology, diagenesis and geochemistry of travertines were published and also the related palaeokarst and palaeosols of travertines were extensively treated, most modern textbooks on carbonate sedimentology do not discuss this topic at all. Precise age-dating of travertines is also unsolved and the systematic study of their relationship to synsedimentary tectonism only started a few years ago (KORPÁS 2003).

Quaternary travertines are known all over in the world. FORD & PEDLEY (1996) described more than 1500 individual deposits, which are in the main less than some square kilometres in size, but may cover areas of some hundred or thousands of square kilometres too. The thickness of travertines varies from some metres to 110 m and they can be classified on basis of water temperature, supply, morphological setting, depositional environment and microfacies. The CO_2 content of the parent water and source serve as basic criteria for classification, and according to PENTECOST (1999), travertines can be divided into meteogene and thermogene groups.

The Vár-hegy thermogene travertine represents a small, but typical occurrence of more than 500 deposits in Hungary. It is located along the eastern uplifted rim of the Buda Hills, and divided by the thermal tectonic line of the river Danube from the lowland Alföld Plain. The present day active and famous thermal springs and spas along the Danube line are considered as modern analogues for travertine formation. Consequently, the reconstruction of an ancient thermal convection system which refers to the example of the Vár-hegy deposits would seem to be worthwile and important.

Geological setting and sedimentology

The study area formed a part of a siliciclastic delta system prograding from NW to the Pliocene–Quaternary basin of the Alföld Plain (*Fig. 1*). Among the distributory channels of this delta plain an extant travertine-lake system fed by thermal springs appeared at about 3 My (KORPÁS et al. 2003). Late Pliocene to Quaternary tectonism, resulting in uplift of terraces dominated at first by fluvio-eolian and then by eolian sedimentation, led to the gradual ceasing of this delta (KORPÁS et al. 2003). The Vár-hegy travertine is located on one of these uplifted terraces (KROLOPP et al. 1976) and an extant cave system developed within (Fig. 2).

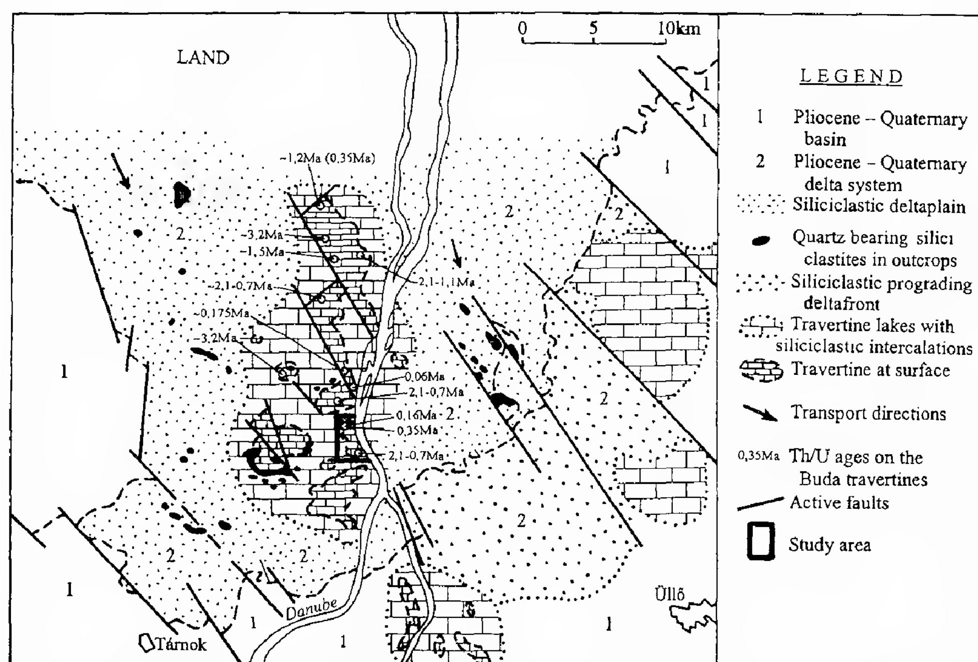


Fig. 1 Late Miocene to Quaternary palaeogeographical sketch of the Budapest area showing the depositional systems and Th/U ages of travertines (after KORPÁS 1998)

1. ábra. Budapest és környékének késő-miocén–negyedidőszaki ősföldrajzi vázlata az ükedékképződési rendszerek és a travertínók Th/U koradatainak feltüntetésével (KORPÁS 1998 alapján). 1. Késő-miocén–negyedidőszaki medence, 2. Késő-miocén–negyedidőszaki delta rendszer, 3. Sziliciklasztos deltasíkság, 4. Kvarckavicsos sziliciklasztos üledékek kibúvásai, 5. Sziliciklasztos deltafront, 6. Travertínó tavak, sziliciklasztos betelepülésekkel, 7. Travertínók felszíni előfordulásai, 8. Szállítási irányok, 9. 0,35 Ma (millió év) a budai travertínók Th/U kora, 10. Aktív törések, 11. A tanulmányozott terület

The stratigraphy and main lithological units of travertine (*Fig. 3*) are based on the studies of KROLOPP et al. (1976), KORPÁS et al. (2003) and BAJNÓCZI et al. (2003). A basal clastic stratum ≤ 3 m in thickness (Unit 1) overlies the Palaeogene sediments and consists of fining upward alluvial gravel to sand, with scarce mammal fauna. Matrix-supported, slightly cemented, angular gravel was derived from Triassic and Palaeogene host rocks. Lenses of badly sorted, medium to coarse-grained sand overlie them. The transition to overlying travertine (Unit 2) is represented by laminated silts and sandy clay. The siliciclastics are covered by a 2 m-thick laminated travertine of Unit 2 (*Fig. 4*), which consists of alternate laminae of limestone, rich in dispersed organic matter. This travertine is dissected by synsedimentary microfaults and capped by a subaerial discontinuity surface (*Figs 5* and *6*). Unit 2 is the richest in fossils: gastropods, arthropods, algae, reeds, stems, gyrogonites, bryophytes, and other plant-remains can be found. Unit 3 is represented by a 15–50 cm thick, intraformational palaeosoil (BAJNÓCZI et al. 2003), which covers the karstic subaerial unconformity surface (*Fig. 6*) and penetrates the early open joints of Unit 2. This massive, friable and grainy palaeosoil consists of a dark-reddish horizon "A" and the carbonate-rich, grey and brown horizon "B". Both are rich in fossils, mainly gastropods and mammals.

Unit 4 is composed of 7-8 m thick massive, crystalline, cavernous travertine (*Fig. 4*). Poorly preserved fossils consist of moulds and recrystallised shells of gastropods, fragments of stems and reeds. Small cavities and fissures at the top are filled by friable red clay and the cover sediments are represented in some places by aeolian loess.

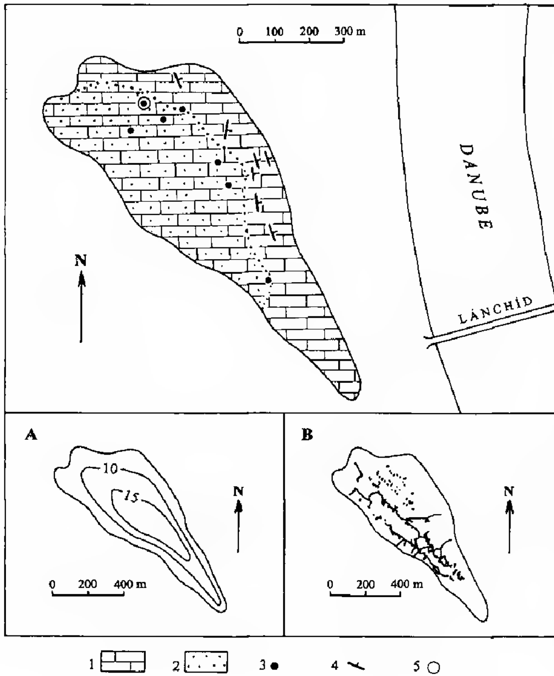


Fig. 2 Surface geology and thickness map (A) of the Vár-hegy travertine with a plan view of the Vár-hegy cave system (B). 1 Travertine, 2 Basal clastics, 3 Known occurrences of palaeosols, 4 Dip of strata, 5 Studied key sections

2. ábra. A vár-hegyi travertínó földtani és vastagságtérképe (A) valamint annak barlangrendszere (B). 1. Travertínó, 2. Törmelékes bázisrétegek, 3. A paleotalaj ismert előfordulásai, 4. Rétegdőlés, 5. A vizsgált szelvények

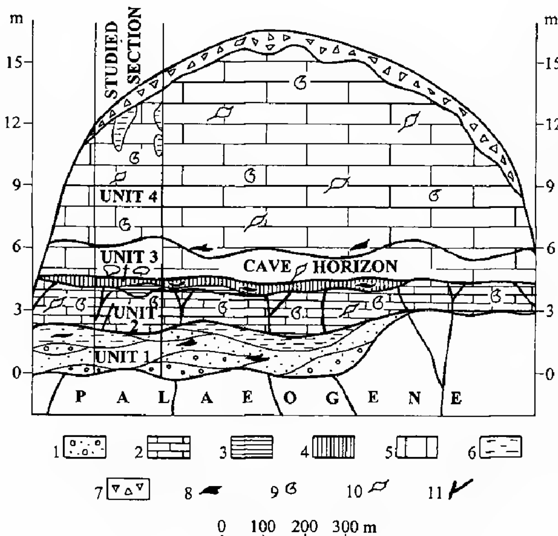


Fig. 3 Stratigraphic chart of the Vár-hegy travertine. 1 Basal clastics, 2 Laminated travertine, 3 Laminated limy mud cavity fill, 4 Palaeosoil horizon, 5 Massive, crystalline travertine, 6 Red clay fissure fill, 7 Loose cover sediments, 8 Vertebrates, 9 Gastropods, 10 Plants, 11 Open fissures

3. ábra. A vár-hegyi travertínó litológiai és rétegtani szelvénye. 1. Törmelékes bázisrétegek, 2. Laminált travertínó, 3. Laminált mésziszap és üregkitöltés, 4. Paleotalaj szint, 5. Tömeges, kristályos travertínó, 6. Hasadékkitöltő vörös agyag, 7. Laza fedőüledékek, 8. Gerinces maradványok, 9. Csiga maradványok, 10. Növény maradványok, 11. Nyitott hasadékok

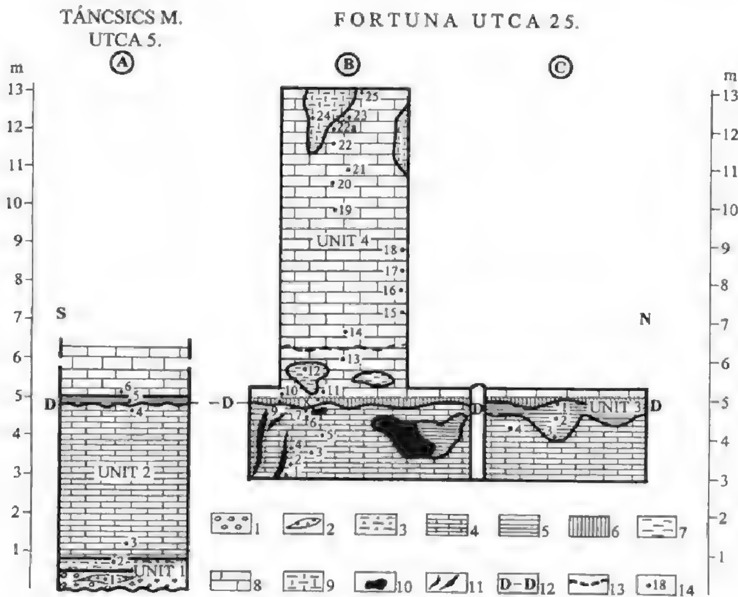


Fig. 4 Sedimentology of the studied key-sections. 1 Gravel, 2 Sand, 3 Silt, 4 Laminated travertine, 5 Laminated limy mud, cavity fill, 6 Palaeosoil, 7 Laminated limy mud, cavity fill, 8 Massive travertine, 9 Red clay fill, 10 Cavity, 11 Open fissures, 12 Discontinuity surface, 13 Diagenetic colour boundary, 14 Samples

*4. **ábra** A vizsgált szelvények szedimentológiája. 1. Kavics, 2. Homok, 3. Kőzetliszt, 4. Laminált travertínó, 5. Laminált mésziszap és üregkitöltés, 6. Paleotalaj, 7. Laminált mésziszap és üregkitöltés, 8. Tömeges travertínó, 9. Vörös agyag kitöltés, 10. Üreg, 11. Nyitott hasadékok, 12. Diszkontinuitási felszín, 13. Diagenetikus színhatár, 14. Mintavétel helye*



Fig. 5 Detail of laminated travertine with synsedimentary normal microfaults (Unit 2). Táncsics M. utca 17, Vár-hegy, Budapest

5. ábra. A laminált travert?nó részlete, normál, szinszediment mikrovetőkkel (2. egység). Budapest, Vár-hegy, Táncsics M. utca 17

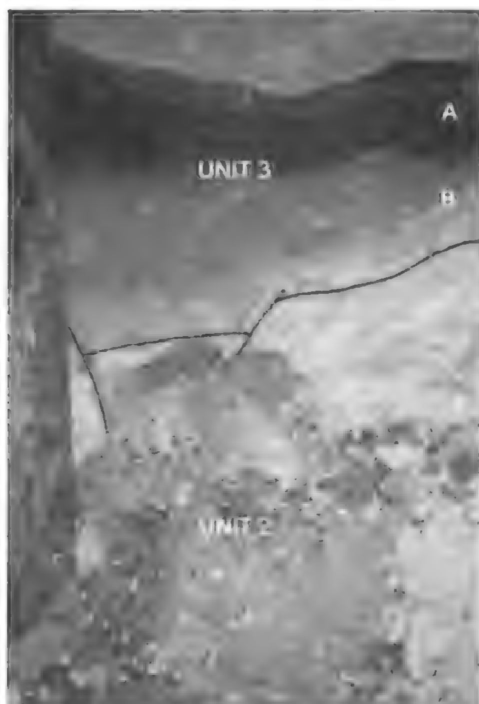


Fig. 6 Palaeosoil horizon (Unit 3) on the tectonically controlled subaerial discontinuity surface, developed at the top of laminated travertine (Unit 2). Táncsics M. utca 17, Vár-hegy, Budapest, A=Horizon A, B=Horizon B

6. ábra. Paleotalaj szint (3. Egység) a laminált travertínó (2. egység) fedőjében kialakult és tektonikailag kontrollált szubaerikus diszkontinuitási felszín mentén. Budapest, Vár-hegy, Táncsics M. utca 17. A= A szint, B=B szint

Carbonate microfacies

Microfacies was studied on 19 thin sections by applying the classification of VIOLANTE et al. (1994). Mainly laminated algal bindstone, oncoidal packstone and peloidal wackestone with rhizomolds at the top represent Unit 2. Alternating micritic and sparitic layers with few extraclasts (quartz, muscovite, chlorite and feldspar) are typical. The amount of extraclasts increases upward. Micropores up to 2 mm are frequent and partly filled by micrite and sparite. Some ostracods and gyrogonites also occur. The massive and recrystallised limestone of Unit 4 consists of phytoclastic grainstone, boundstone and floatstone with few pisoliths and fragments of reeds. The depositional environment was an open, shallow marginal lake (in the sense of PLATT & WRIGHT 1991) and lacustrine for both units. Carbonate microfacies indicates non-agitated water of decreasing depth from less than 3 m (Unit 2) to some decimetres (Unit 4). Similar conclusions were made by TÖRÖK (2003) too.

Mineralogy

The mineralogical composition was studied by X-ray diffraction (XRD) and Thermal analysis (TA) and will be discussed with reference to KORPÁS et al. (2003). A description of the analytical methods has been produced by KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI (2004) and by FÖLDVÁRI et al. (2003).

The main component of the bulk samples (*Fig. 7A*) from Unit 2 is pure, Mg-free calcite. Extraclasts like quartz, feldspar and muscovite were detected in minor quantities. Among clay minerals, montmorillonite, illite and chlorite may appear. The insoluble residue (*Fig. 7B*) consists of some illite/montmorillonite, kaolinite, barite and haematite besides the minerals above. The carbonate-free <2 μm fraction is dominated by well ordered neoformed Ca-montmorillonite. Poorly-ordered kaolinite and 2M-type illite are subordinate. An amorphous phase is also present and TA detected traces of glass. The mineralogical composition of bulk samples in Unit 3 is identical (*Fig. 7A* and *7B*). Horizon "B"

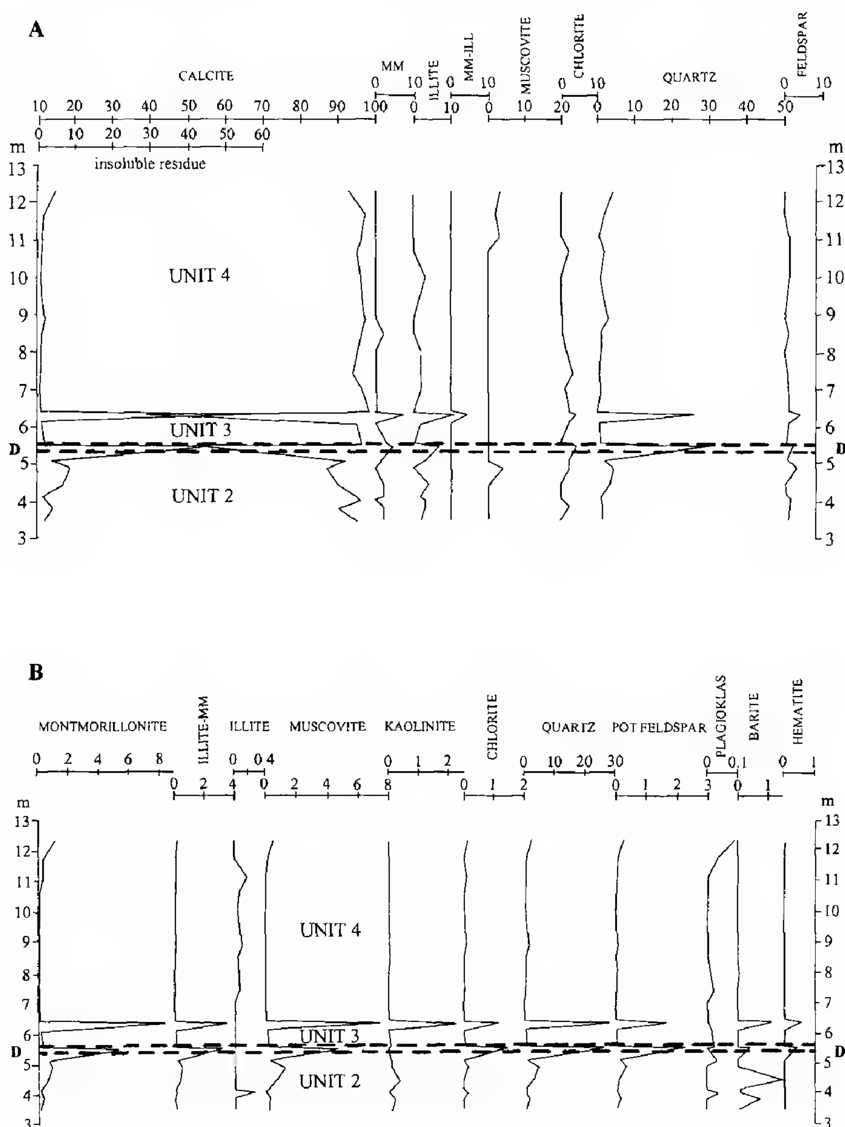


Fig. 7 XRD mineralogical logs of the travertine key-section, Fortuna u. 25. A: whole sample, B: insoluble residue

7. ábra. A travertínó vizsgált szelvényének (Fortuna u. 25.) ásványos összetétele a röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján. A: teljes kőzetminta, B: oldási maradék

of Unit 3 consists of calcite and quartz with traces of feldspar. The carbonate free <2 μm fraction exhibit less Ca-montmorillonite, a small amount of illite and poorly ordered kaolinite. Amorphous phases are composed of glass and traces of organic matter. Horizon "A" of Unit 3 is dominated by calcite and quartz, but illite, feldspar and kaolinite are also present. The carbonate free <2 μm fraction is rich in Ca-montmorillonite, in unordered kaolinite and illite. Beside quartz, the amorphous phase is represented by significant "ferrihydrite". The main

component of the bulk samples from Unit 4 (*Fig. 7A*) is pure, Mg-free calcite, with traces of quartz and gypsum. Among clay minerals kaolinite and some illite are worth mentioning. Insoluble residue (*Fig. 7B*) is composed mainly of quartz, illite and kaolinite, less smectite and illite/smectite. Less feldspar, traces of hematite, pyrite, jarosite and gypsum are also present. Carbonate free <2 ìm fraction consists of Ca-montmorillonite. Poorly ordered kaolinite and 2M type illite were also found too and TA detected few "ferrihydrite".

Both travertines are composed of pure, Mg-free calcite. Poorly-ordered kaolinite is widespread and indicates a subaerial exposure environment and related palaeosoil for Unit 3. The TA data for "ferrihydrite" in horizon "A" of the palaeosoil and in Unit 4 suggest a weakly developed hydromorphic soil formation under conditions of pH=7 and T=17 °C, as stated by KORPÁS et al. (2003) and BAJNÓCZI et al. (2003). Dominant pH values of 6.4 to 6.8 are typical for the present-day thermal water circulation system (ALFÖLDI et al. 1968) and are very close to that. Quartz, feldspar and muscovite reflect a terrigenous input during the formation of Unit 3. Feldspar, smectites and montmorillonites are derived from volcanoclastites of the footwall sediments. Barite in Unit 2 shows a high-temperature thermal influx in the early phase of deposition.

Fossils

The travertine is rich in fossils: gastropods, vertebrates, arthropods, algae, stems, reed-grasses, gyrogonites, bryophytes, impressions and detritus of plants. Human artefacts and tools also occur.

Unit 1 contains many vertebrates but has no gastropods or plants. KROLOPP et al. (1976) described pebble-size, well-rounded and angular teeth, bone-fragments of large mammals such as: *Dicerorhinus etruscus, Mammuthus armenicus, Equus stenonis, Equus mosbachensis, Ursus gombaszogensis, Ursus arvernensis-stehlini, Canis mosbachensis, Leo leo wurmi, Homotherium* sp., *Capreolus capreolus* major, *Cervus* sp., *Megaceros* sp. and *Bison priscus* spp. The range of these taxa is between 1 My and 600 000 yr. Microvertebrata contains Pisces indet., *Pelobates* sp., Anura indet., Ophidia indet., Aves indet., Chiroptera indet., Talpa fossilis, Muridae indet., *Mimomys savini* and *Microtus* sp. and the presence of *Mimomys savini* supports the *Miomys savini* Partial Range Zone.

Unit 2 has no traces of mammals but it contains many gastropods. This persistent fauna is dominated by water dwelling *Planorbis planorbis* (which had great ecological tolerance) and by operculums of *Bithynia tentaculata*. This indicates a water surface temperature of 25–30 °C. Plant remains are mainly of pine (*Pinus silvestris*) and birch, alongside scarce impressions of plants. Algae and reed-grass are typical.

Laminated limy mud-fillings at the top of Unit 2 contain both water dwelling and terrestrial gastropods. *Valvata cristata, Lymnaea peregra* and *Planorbis planorbis* represent this fauna. They had great ecological tolerance and indicate a shallow, reed-grass dominated lake with water surface temperatures of 20–25 °C. Xerotherm terrestrial gastropods consist of *Granaria frumentum*, and *Helicopsis striata*; these are typical of an open, grassy–bushy environment. The average July

temperature of 21 °C is based on the malacothermometry of SZÖŐR et al. (1991). Vertebrates includes: *Rhinolophus hipposideros, Talpa fossilis, Mimomys savini, Pliomys episcopalis, Pitymys arvalidens, Chletrionomys* sp., *Microtus* sp., *Sicista* sp. and *Apodemus* sp. Bones of fish, frogs, snakes, birds, shrews, horses, rhinos and deer also occur. The common occurrence of these arvicolids is indicative of the Günz/Mindel interglaciation and is correlated with the *Mimomys savini – Mimomys pusillus* Assemblage and with the *Mimomys savini* Partial Range Zones, cca. 800000–500 000 yr (KORDOS 1994).

The gastropods of Unit 3 do not differ from limy mud-fillings, but some "paludal " forms also appear: *Pisidium milium, Valvata cristata, Galba truncatula* and, *Acroloxus lacustris.* These indicate water surface temperatures of about 18–22 [°C that is on the basis of the malacothermometry of SZÖŐR et al. (1991)]. Terrestrial gastropods are dominated by wetland species: *Succinea oblonga, Clausilia pumila, Aegopinella minor, Nesovitrea hammonis* and *Zonitoides nitridus*. The calculated average July temperature indicates a level of about 20 °C again using the malacothermometry of SZÖŐR et al. (1991). Among plants, grasses are predominant; the proportion of pine (*Pinus silvestris*) increases and scarce broad-leaved vegetation was identified by KROLOPP et al. (1976). Unit 3 in the key-section does not contain vertebrate remains. Mammals of the same palaeosoil horizon in the neighbouring cellar consist of *Lagurus transiens, Arvicola cantiana, Pitymys arvalidens, Microtus arvalinus, Trogontherium schmerlingi, Canis mosbachensis* and *Cervus acoronatus,* with bones of fish, frog, snake and bird also being evident. *Mimomys savini* and *Pliomys episcopalis* are missing from this fauna. The latter represents the *Lagurus transiens – Arvicola cantiana* Assemblage Zone, cca. 400 000–350 000 yr and has beenrelated by KORDOS (1994) to the Mindel/Riss interglacial.

Unit 4 has practically no gastropods. Scarce moulds and recrystallised shells of *Lymnaea peregra* occur. This persistent taxon (with great ecological tolerance) suggests a water surface temperature changing between 25 and 15 °C (STARMÜHLNER 1957). The flora of the lower part is dominated by reed-grass and pines (*Pinus silvestris*), while grasses and the remains of broad-leaved vegetation are practically missing. Grasses are typical for the upper part and the top, but there is no evidence of pines and broad-leaved vegetation. Most of vertebrates studied from the base or the cavity-fillings of Unit 4 are characterised by a lack of *Mimomys* and the presence of species typical for the *Lagurus transiens – Arvicola cantiana* Zone (KORDOS 1994) of Mindel/Riss Interglaciation. In the cavity-filling at the top of Unit 4 KROLOPP et al. (1976) reported a vertebrate fauna characterised by transitional species *Arvicola cantiana/terrestris, Microtus arvalis, M. gregalis, Allocricetus bursae* and *Marmota bobak,* and by the absence of *Lagurus* or *Pliomys*. This fauna is typical of Riss/Würm Interglaciation ("Castellum Biozone" of JÁNOSSY in KROLOPP et al. 1976) and correlates with the *Lagurus lagurus* Partial Range Zone, cca. 200 000–150 000 yr (KORDOS 1994).

Summary of the depositional environment and lake-evolution

From the above, the following general history can be reconstructed (*Table 1*). The wide environment formed part of an extant karstic delta plain and existed at the level of the karst water-table. The depositional record started with a brief alluvial event in a warm and dry grassy environment, as confirmed by large mammals. This changed gradually to a quiet, shallow lacustrine and reed-dominated thermal lake with non-agitated water with a depth of less than 3 m. The lake was fed by thermal karstsprings and the water-dwelling gastropods indicate an upward-decreasing surface temperature of about 20–25 °C. An open grassy–bushy to mixed forest, and a grassy to pine forest environment with an average July temperature of 21 °C can be postulated for the lake-surroundings because of the dominance of xerotherm terrestrial gastropods, pines and birches. These fossils suggest a change from a moderately warm to a more humid atlantic climate.

The early phase of the lake-evolution was interrupted by a break in sedimentation, resulting in subaerial exposure. Both were generated by the sudden drop of the karst water-table causing the simultaneous fall of the lake-level by some decimetres. These processes led to the formation of an unconformity-bounded hydromorphic palaeosoil horizon. Terrestrial and wetland gastropods in the palaeosoil indicate a sudden cooling with a decreasing

Table 1 Summary of lake evolution
1. táblázat A tófejlődés összefoglaló táblázata

	LAKE			SURROUNDINGS	
Depositional environment	Water-depth and changes in water-level	Temperature of precipitation	Temperature of water surface	Climate and environment	Source of data for interpretation (KROLOPP et al. 1976)
Eolian (loess)	Subaerial exposure and fall of waterlevel			Cool, arid continental, desert	Molluscs
Unit 4: Lacustrine 2	Some dm	55 °C to 33 °C	15 °C to 25 °C	Cool, dry continental, steppe Cool, continental, pine forest	Palaeobotany
Unit 3: Palaeosoil	Subaerial exposure and fall of waterlevel (some dm)		17 °C to 22 °C	Moderately cool, atlantic to continental, grassy environment	20 °C of average July temperature (malaco–thermometry and palaeobotany)
Unit 2: Lacustrine 1	Some dm to 3 m	59 °C to 48 °C	20 °C to 25 °C	Moderately cool, humid, atlantic, grassy to pine forest environment Moderately warm, dry, open grassy–bushy to mixed forest environment	21 °C of average July temperature (malaco–thermometry and palaeobotany) Molluscs and palaeobotany
Unit 1: Alluvial	Some dm			Warm, dry grassy environment	Vertebrata

water surface temperature of 18–22 °C in the lake and an average July temperature of 20 °C for its surroundings. The flora is dominated by pines and grasses. Fossils indicate an even more cool, but humid atlantic to continental type of climate. This climatic change resulted in the fall of the lake-level, followed by the break and related subaerial exposure. Using the criteria for palaeosoil classification and depositional environment reconstruction worked out RETALLACK (2001), the palaeosoil can be considered an intraformational entisol, formed above the karstic and weathered surface of the travertine parent rock. This hydromorphic palaeosoil probably developed due to flooding in a well-drained lowland area under conditions of pH=7 and T= 17 °C, as reflected by the facts that mineralogy and the time needed for its formation probably covered some thousand years.

The final phase of the lake-evolution started with a renewed, but less intensive thermal spring activity. That was reflected both by decrease of water depth (some decimetres to definite desiccation) and an increase of water surface temperatures from 15 °C to 25 °C, as indicated by *Limnaea peregra*. The pine-dominated forest vegetation (typical for a cool continental climate in the surroundings) was substituted by a grass-dominated steppe, reflecting an even more cool and arid continental climate. The subaerial exposure which folowed resulted in the cessation of lake-evolution. This was related with the definite fall of the karst water-table driven by a cool, arid continental climatic change.

Gastropods indicate an uniform Middle Pleistocene age (KROLOPP in FŰKÖH et al. 1995) for the travertine, without any differences among the fossil-localities. The whole sequence can be divided into three Vertebrate-stratigraphic biozones. Units 1, 2 and 3 (*Fig. 4*) developed between 1 My and 500 000 yr. At other sections Unit 3, and the base of Unit 4 are characterised by a 400 000–350 000 yr-old biozone. The age of the youngest fauna from the cavity filling at the top of Unit 4 is about 200 000–150 000 yr.

Geochemistry

Oxygen and carbon isotopes and trace elements

Systematic oxygen and carbon isotope studies of travertines in Hungary have started on the Vár-hegy and Budakalász deposits only in recent (BAJNÓCZI et al. 2003, FÖLDVÁRI et al. 2003, KELE et al. 2003 and KORPÁS et al. 2003). Almost fifty travertine whole rock samples were analysed by the authors of this study from the Vár-hegy and Budakalász section, and nine intraformational palaeosoil samples from the Vár-hegy section. The stable isotope measurements were performed in different laboratories, (including the Institute of Mineralogy and Geochemistry of the Karlsruhe University, Germany; the Department of Earth Sciences, University of Florence, Italy; and the Laboratory for Geochemical Research of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest). Sampling, sample-preparation and analytical methods are described in the cited papers. Both Budakalász and Vár-hegy travertine deposits belong to the thermogene type in the sense of PENTECOST (1999) and the C-content of the Vár-hegy deposits was derived in part from the dissolved, very thick Triassic marine carbonate sequence located below the travertines (as stated by the

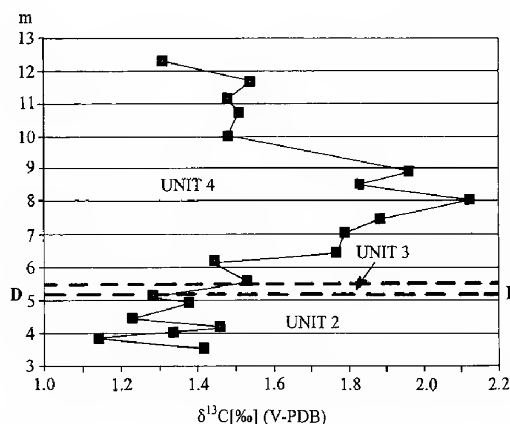


Fig. 8 $\delta^{13}C$ (‰) composition-log of the studied key section, Fortuna u. 25. (V–PDB). Unit 2: Laminated travertine, Unit 3: Palaesoil, Unit 4: Massive travertine, D—D=Discontinuity surface

8. ábra. A vizsgált szelvény (Fortuna u. 25.) $\delta^{13}C$ eloszlása (PDB). 2. egység: laminált travertínó, 3. egység: paleotalaj, 4. egység: tömeges travertínó, D—D=Diszkontinuitási felszín

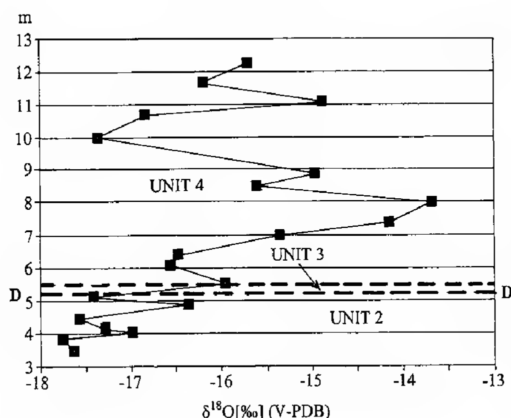


Fig. 9 $\delta^{18}O$ (‰) composition-log of the studied key section, Fortuna u. 25. (V–PDB). Unit 2: Laminated travertine, Unit 3: Palaesoil, Unit 4: Massive travertine, D—D=Discontinuity surface

9. ábra. A vizsgált szelvény (Fortuna u. 25.) $\delta^{18}O$ eloszlása (PDB). 2. egység: laminált travertínó, 3. egység: paleotalaj, 4. egység: tömeges travertínó, D—D=Diszkontinuitási felszín

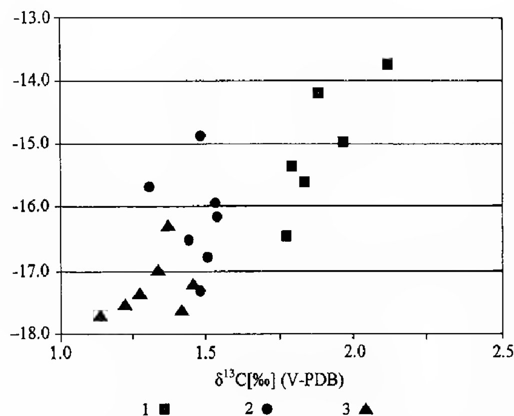


Fig. 10 $\delta^{13}C$ (‰) and $\delta^{18}O$ (‰) diagram of different types of travertine. 1 Massive travertine of Unit 4, 2 karsified massive travertine of Unit 4, 3 Laminated travertine of Unit 2

10. ábra. A különböző travertínó típusok $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ korrelációja. 1. A 4. egyxség tömeges travertínója, 2. A 4.egység tömeges, karsztosodott travertínója, 3. A 2. egység laminált travertínója

cited authors). Oxygen and carbon isotope values change in a range between 0.4‰ and 2.7‰ for $\delta^{13}C$, and between – 9.7‰ and –17.7‰ for $\delta^{18}O$ (relative to V-PDB) in both travertine units. The higher and more variable $\delta^{18}O$ values of the Vár-hegy reflect upward-decreasing precipitation temperatures of 59 °C to 33 °C (KORPÁS et al.

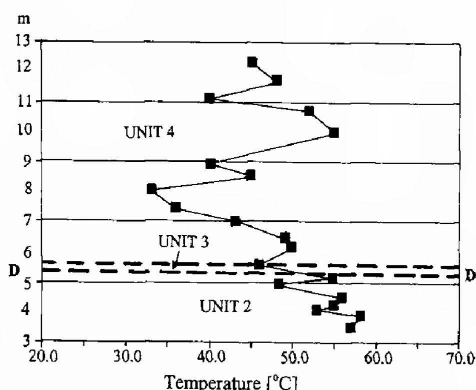


Fig. 11 Log of calculated precipitation-temperatures of the studied key-section, Fortuna u. 25. Unit 2: Laminated travertine, Unit 3: Palaesoil, Unit 4: Massive travertine, D—D=Discontinuity surface

11. ábra. A travertínó vizsgált szelvényének (Fortuna u. 25.) számított kiválási hőmérséklete. 2. egység: laminált travertínó, 3. egység: paleotalaj, 4. egység: tömeges travertínó, D—D=Diszkontinuitási felszín

2003). These differ clearly from the monotonous $\delta^{18}O$ record of Budakalász, which indicates a lower and more constant precipitation temperature. By using analogies of present $\delta^{18}O$ data obtained from the lukewarm karst water in the nearby lying Rozália brickyard monitoring well, a preciptation temperature of about 23 °C can be postulated (KELE 2003). The weakly-developed intraformational palaeosoil horizon of the Vár-hegy section exhibit $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values very similar to the host rock travertine (BAJNÓCZI et al. 2003).

Carbon isotope composition (*Fig. 8*) suggests the deep origin of the thermal waters, with a C-content generated from the marine carbonates of the Triassic basement, as stated by FÖLDVÁRI et al. (2003). Cyclic and increasing $\delta^{18}O$ values up-section (*Fig. 9*) and the $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ diagram (*Fig. 10*) suggests decreasing precipitation temperatures. This may indicate the changing intensity of the thermal spring activity. Estimations based on the oxygen isotope values indicate precipitation temperatures between 33 °C and 59 °C (*Fig. 11*). In this calculation it was assumed that the implied waters had a meteoric origin and that their $\delta^{18}O$ values were close to the annual average of the present-day precipitation in the study area of -10 ‰ (SMOW,) (IAEA 2001). The latter was regarded as a constant during the whole deposition. These estimates were calculated using the equilibration equation of FRIEDMAN & O´NEIL (1977). On the diagram in *Fig. 11* there is a trend of cyclic decreasing temperatures from the base to the top of the section, from about 59° C to 33 °C. The laminated travertine of Unit 2 is

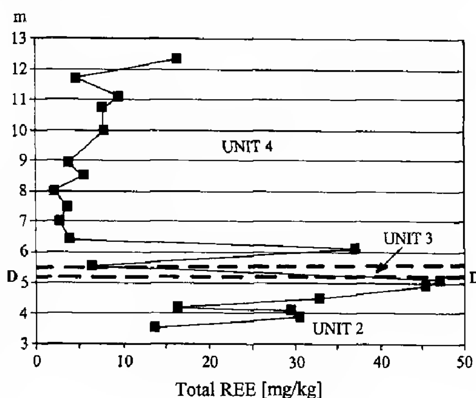


Fig. 12 Distribution of total REE content in the studied key-section, Fortuna u. 25. Unit 2: Laminated travertine, Unit 3: Palaesoil, Unit 4: Massive travertine, D—D=Discontinuity surface

12. ábra. A ritka földfémek összességének eloszlása a vizsgált szelvényben (Fortuna u. 25.) 2. egység: laminált travertínó, 3. egység: paleotalaj, 4. egység: tömeges travertínó, D—D=Diszkontinuitási felszín

distinguished (at the base) by clearly higher precipitation temperatures of 50 °C to 59 °C. Compared to this, the massive crystalline travertine of Unit 4 was formed at lower temperatures of 35–50 °C. Assuming that the base level of the lake corresponds to the karst water-table, the upwards cyclically decreasing precipitation temperatures can be correlated with relative changes in lake water-level and the connected karst water-table. Consequently, oscillations showing increases and decreases of precipitation temperature may be explained by relative rises and falls of the karst water-table. Relative changes of the karst water-table could have been controlled both by climatic changes and tectonic uplift. Although there are obvious signs of coeval tectonic activity in the system, the depositional record and the fauna and the flora of the suggest argue that climatic control might have had a decisive role. According to this interpretation, the single peaks of relatively high precipitation temperatures below and above the palaeosoil horizon (*Fig. 11*) may reflect short episodes of warming during deposition.

Trace element analyses were performed at the Institute of Mineralogy and Geochemistry of the University of Karlsruhe (Germany). Rare earth elements (REE) – Rb, Sr, Ba, U – and heavy metals (Mn, Cu, Zn, Pb) of whole rock samples were determined after digestion with HNO_3 with ICP-MS (PQ2 Plus Turbo, Fisons, UK). REE and other trace elements were determined in separate runs, using (for external calibration) multi-element standards and internal standardisation. Detection limits were evaluated based on the standard deviation of the blanks (3σ). Precision was better than 5%, whereas accuracy (checked with CRM-TMDW, certified by High-Purity Standards) was better than 10 % for all elements.

Total REE contents decreased in the up-section (*Fig. 12*). Unit 2 is distinguished by higher total REE contents (compared to Unit 4) and this trend corresponds to the stable isotopic composition, too. REE shows a flat nascendi normalised pattern, but both units are slightly depleted in the light lantanides (*Fig. 13*). A weak negative Ce anomaly can be observed throughout the section (*Fig. 13*), probably due to water-bedrock interaction. Unit 2 is characterised by a distinct positive Eu anomaly, which points to an exchange with feldspars or their alteration products, as supported by XRD data. Rb, Ba, U, Mn, Cu, Zn and Pb contents show similar distribution patterns along the section, with the highest values recorded in Unit 2 (*Figs 14* and *15*). The high Ba contents of Unit 2 corroborate the XRD analysis, which also detected barite. Sr contents are constant, ranging between 170–280 mg/kg; this is typical for travertine (KORPÁS 2003).

Using the data of 211 water analyses from the Gellért, Rudas, Rácz, Lukács and Császár spas (courtesy of István HORVÁTH 2004), all elements investigated were detected. At outflow water temperatures of 30 to 55 °C and pH of 6.3–7.1, the following concentration-ranges and maximum values were determined:

U (0.1–1.59 μg/l), Rb (7.66–97.2 μg/l), Sr (681–3970 μg/l), Ba (22–70.3 μg/l with a maximum value of 1300 μg/l), Mn (7.6–36.2 μg/l), Cu (1.41–52.8 μg/l with maximum values of 404 and 1200 μg/l), Pb (0.21–2.67 μg/l) and Zn (3.05–130 μg/l, with maximum values of 1330 and 1643 μg/l). Due to the lack of important experimental data it was impossible to compare the trace element composition of

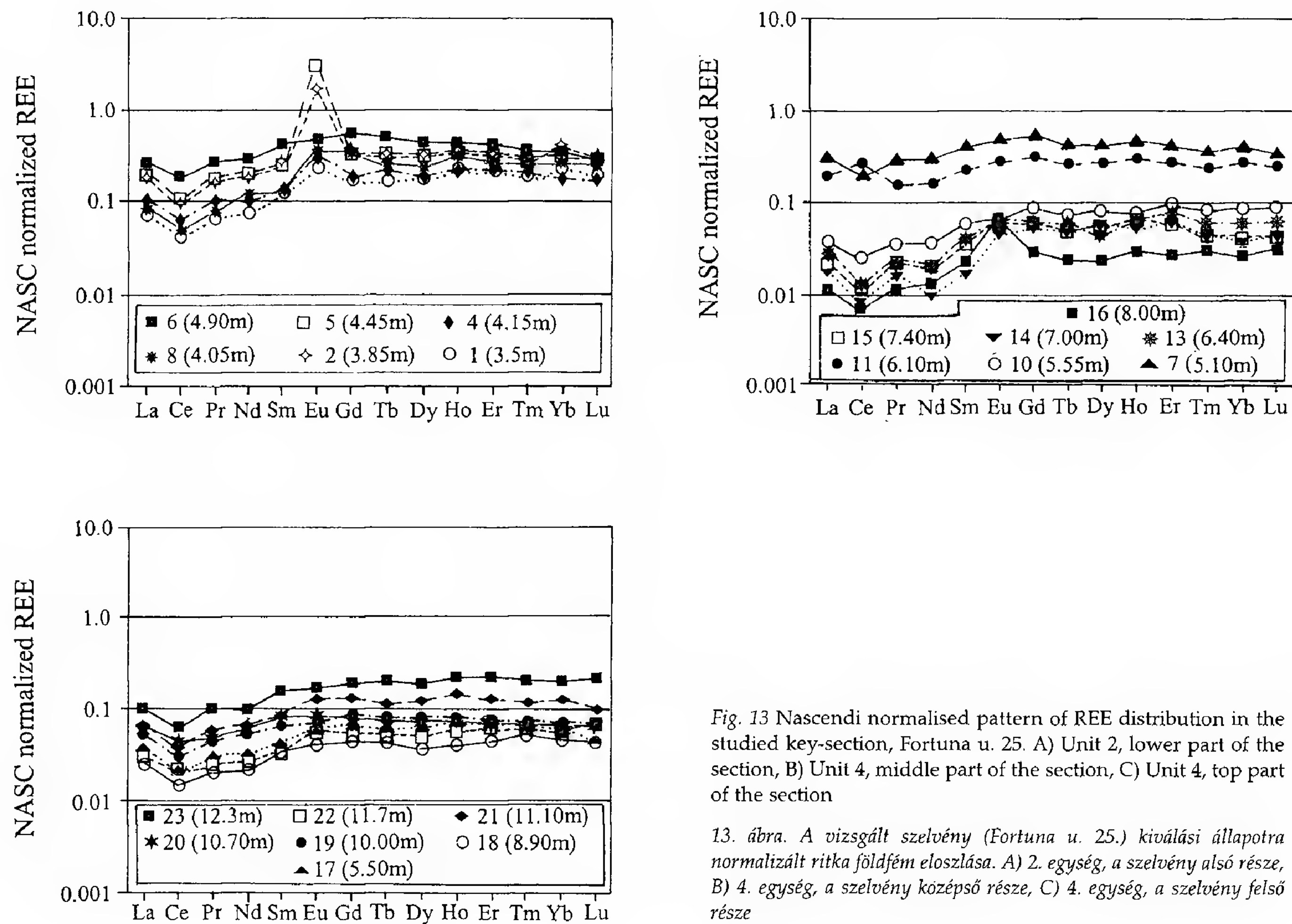


Fig. 13 Nascendi normalised pattern of REE distribution in the studied key-section, Fortuna u. 25. A) Unit 2, lower part of the section, B) Unit 4, middle part of the section, C) Unit 4, top part of the section

13. ábra. A vizsgált szelvény (Fortuna u. 25.) kiválási állapotra normalizált ritka földfém eloszlása. A) 2. egység, a szelvény alsó része, B) 4. egység, a szelvény középső része, C) 4. egység, a szelvény felső része

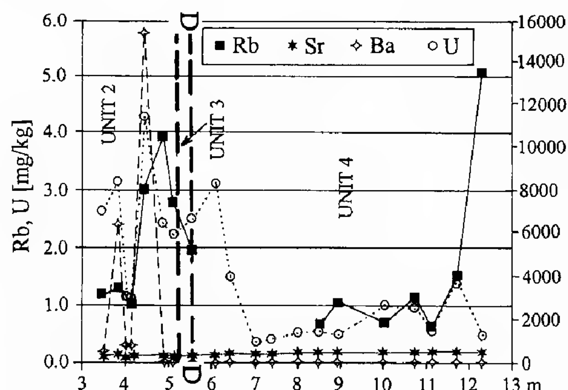


Fig. 14 Distribution of Rb, Sr, Ba and U contents in the studied key-section, Fortuna u. 25. Unit 2: Laminated travertine, Unit 3: Palaeosoil, Unit 4: Massive travertine, D—D=Discontinuity surface

14. ábra. A vizsgált szelvény (Fortuna u. 25.) Rb, Sr, Ba és U koncentrációjának eloszlása. 2. egység: laminált travertínó, 3. egység: paleotalaj, 4. egység: tömeges travertínó, D—D=Diszkontinuitási felszín

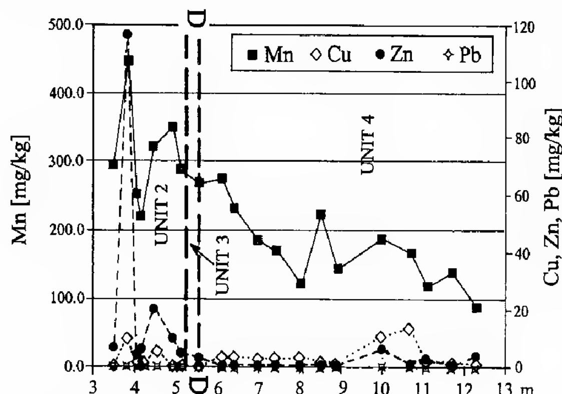


Fig. 15 Distribution of Mn, Cu, Zn and Pb contents in the studied key-section, Fortuna u. 25. Unit 2: Laminated travertine, Unit 3: Palaeosoil, Unit 4: Massive travertine, D—D=Discontinuity surface

15. ábra. A vizsgált szelvény (Fortuna u. 25.) Mn, Cu, Zn és Pb koncentrációjának eloszlása. 2. egység: laminált travertínó, 3. egység: paleotalaj, 4. egység: tömeges travertínó, D—D=Diszkontinuitási felszín

the parent water and the travertine. However, it seems to be remarkable that in both cases the "conservative" nature of the studied elements demonstrated only a few anomalies.

Chronology

Earlier biostratigraphic, radiometric and palaeomagnetic data refer to the whole travertine sequence. Biostratigraphic evaluation (KROLOPP et al. 1976) of fossil-rich occurrences suggests a range of about 1.2 My to 900 000 yr according to SCHEUER & SCHWEITZER (1988). Four measured Th/U ages on two samples of HENNIG et al. (1983) gave: 358 000 ± 60 000 yr, 358 000 ± 8 and 160 000 ± 27 000 yr and 160 000 ± 38 000 yr, respectively. Normal polarity of the Vár-hegy travertine was thought by SCHEUER & SCHWEITZER (1988) to correspond to the Brunhes chron.

Magnetostratigraphy

Sampling and laboratory procedures are described by LANTOS (2004) but only the results will be discussed here.

The alluvial clastics of Unit 1 and the basal transitional layers of the laminated travertine of Unit 2 exhibit normal polarity (*Fig. 16*). The following reversed zone belongs to the middle and upper part of Unit 2 below the discontinuity (D) surface. The intraformational palaeosoil horizon of Unit 3 and the lower portion of Unit 4 displays a reversed polarity interval, and the red clay filling at the top shows a normal polarity.

For correlation of our polarity record with the time-scale of CANDE & KENT (1995) palaeontological data and radiometric age-determination have been used.

Table 2 Integrated stratigraphy and chronology of the Vár-hegy travertine
2. táblázat. A vár-hegyi travfertínó integrált sztratigráfiája és kronológiája

Standard stages (HAQ et al. 1987)	Regional stages in Hungary (KROLOPP in FÜKÖH et al. 1995)	Phases of lake evolution	Magneto stratigraphy	Oxygen isotope stratigraphy (SHACKLETON et al. 1990)	Vertebrata biostratigraphy
Mindel glaciation	Middle Pleistocene (Lower and Upper Biharian)	Termination of lake	at 493 000 y	at O stage Nr. 13	at biozone Nr. 3 (cca. 200 000–150 000 y)
Günz/Mindel interglaciation		Lacustrine, 2nd phase		between O stages Nr. 18 and 13	
Günz/Mindel interglaciation	Middle Pleistocene (Lower Biharian)	Subaerial exposure event	at <780 000 y	at 720 000 y, O stage Nr. 18	at biozone Nr. 2 (cca. 400 000–350 000 y)
Günz glaciation		Lacustrine, 1st phase	at 999 000 y	Between O stages Nr. 27 and 18	at biozone Nr. 1 (cca. 1 000 000–500 000 y)
Günz/Donau (?) interglaciation		Alluvial phase	at 1 007 000 y	Between O stages Nr. 31 and 27	

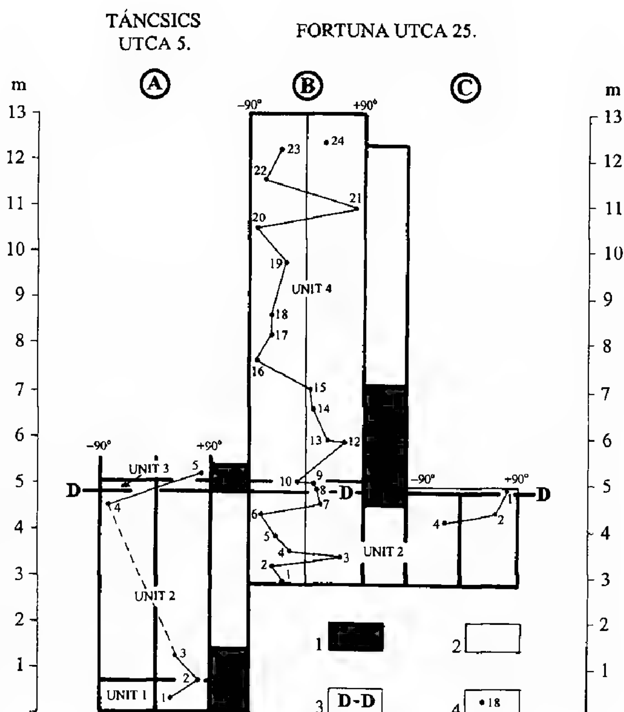


Fig. 16 Plots of inclinations and polarity zones versus depth of the studied key-sections. A) Táncsics u. 5., B) Fortuna u. 25, cellar and shaft, C) Fortuna u. 25 cellar, 1 Normal polarity, 2 Reversed polarity, 3 Discontinuity surface, 4 Samples

16. ábra. A vizsgált szelvények inklinációja és polaritása a mélység függvényében. A) Táncsics M. u. 5, B) Fortuna u. 25 pincéje és aknája, C) Fortuna u. 25 pincéje, 1. Normál polaritás, 2. Fordított polaritás, 3. Diszkontinuitási felszín, 4. Mintavétel helye

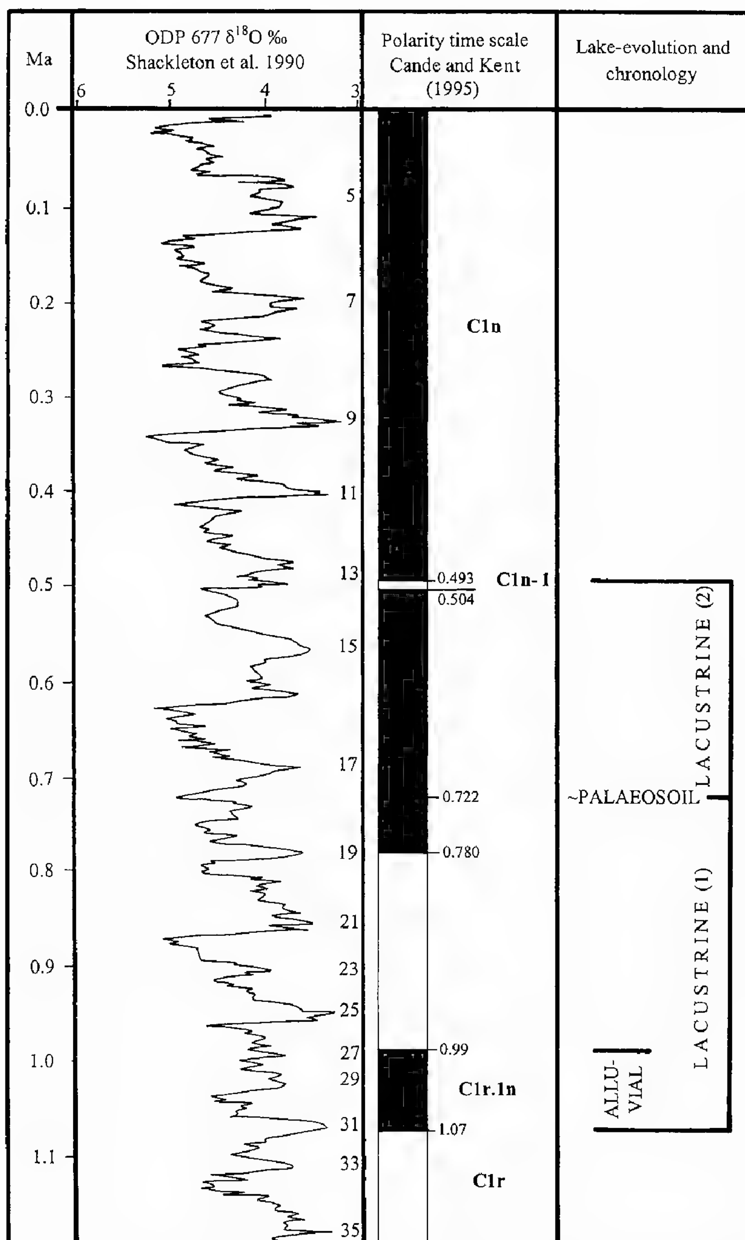


Fig. 17 Correlation of polarity zones of the Vár-hegy key-sections with the polarity time scale and the oxygen stages

17. ábra. A vár-hegyi vizsgált szelvények polaritás zónáinak a polaritás időskálával és az oxigén izotóp emeletekkel való korrelációja

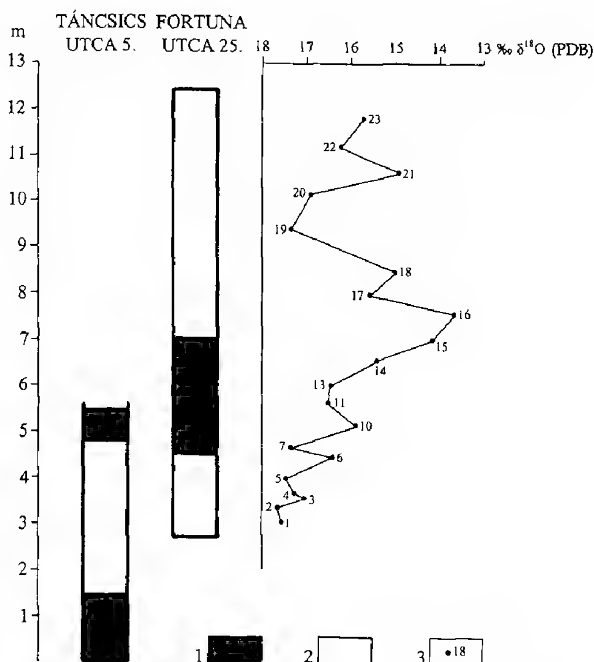


Fig. 18 Composite log of polarity zones and oxygen isotope of the Vár-hegy key sections 1 Normal polarity, 2 Reversed polarity, 3 Samples

18. ábra. A vár-hegyi vizsgált szelvények kompozit polaritás zónái és oxigén izotóp eloszlása. 1. Normál polaritás, 2. Fordított polaritás, 3. Mintavétel helye

Gastropods suggest a Middle Pleistocene age for the whole travertine sequence. This rather wide time span can be divided into three Vertebrata biozones, ranging between 1 My and 150 000 years, and the 358 000 yr Th/U age was accepted as the minimum age. These data suggest that the normal polarity zone at the base of the section may correspond to the C1r.1n. (Jaramillo) subchron, and the top of the overlying reversed zone may indicate the boundary between the Matuyama and Brunhes chrons. Following on from this, the normal zone may belong to the Brunhes chron and the reversed polarity interval at the top of the section probably corresponds to the C1n-1 subchron in the Brunhes (*Fig. 17*).

Integrated stratigraphy and chronology of lake-volution

Our proposed chronology of lake-evolution (*Table* 2 and *Figs 17, 18*) is based on magnetostratigraphy, gastropod-biostratigraphy and oxygen isotope stratigraphy. Vertebrata biostratigraphy partly supports this interpretation, but the age estimation of the biozones 2 and 3 overlaps this chronology and seems to be younger.

Correlation of our polarity record (*Fig. 17*) with the global time scale of CANDE & KENT (1995) suggests that the travertine wasdeposited between 1.07 and 493 000 yr. The early lacustrine phase (including basal clastics) started 1.07 My ago The lake-evolution was interrupted at around 720 000 yr by a short-term subaerial exposure event. The late lacustrine phase was ended by a definite subaerial exposure at 493 000 yr. The deposition may have been climatically controlled, therefore we correlate the section (*Fig. 18*) with the oxygen isotope record from ODP Site 677 (SHACKLETON et al. 1990). The Vár-hegy travertine was formed during oxygen stages from 31 to 13 and represents a time interval of 500 000 yr and 18 oxygen stages. The correlation with the oxygen isotope record suggests that the subaerial exposure may have occurred 720 000 y ago.

Palaeokarst

An extensive single level cave system developed mainly in Unit 4, parallel to bedding with a total length of passages of some km (*Fig. 2*). Microporosity, vugs and minor cavities are present in Units 2 and 4. A subaerial unconformity surface and related palaeosoil formed between Unit 2 and 4 (*Fig. 4*). Synsedimentary normal microfaults (*Fig. 5*) and fissures with early filling of Unit 2 were observed in some places. Decimetre-wide joints formed in Unit 2, below the unconformity and they are filled by palaeosols. Two generations of fillings, composed of early laminites (*Fig. 4*) similar to Unit 2, and of subsequent palaeosols in Units 2 and 4 (*Fig. 4*) have been determined. Vadose speleothems in caves are typical for Unit 4.

Model of karst evolution

The karst system is considered as a depositional one with 59–33 °C thermal water circulation. The 1st depositional karst phase (1.07 myr – 720 000 yr) is related to a gradual uplift and subaerial exposure of the lake of Unit 2. Thermal convection and synchronous tectonic activity produced microporosity, fissures and cavities filled by the first generation of laminites. A drop in the water table, resulting in subaerial exposure, completed this phase. The 2nd karst phase (720 000 yr) represents a short subaerial event accompanied by the palaeosoil horizon of Unit 3. Karstification penetrated Unit 2, resulting in fissure fillings in its second generation. The 3rd depositional karst phase (720 000 to 493 000 yr) was generated by a new rise of the water-table leading to a regeneration of the thermal, but even shallower lake of Unit 4. Sediments of this phase covered and preserved products of karst phases 1 and 2. Renewed tectonic activity and intense solution processes produced an extensive cave system, filled partly by a second generation of fillings. Gradual uplift and drop of the water-table produced definite subaerial exposure of the karst system, overprinting it with subsequent younger speleothems.

Conclusions

Deposition of travertine started at 1.07 My during ^{18}O stage 31 and ended at 493 000 yr (^{18}O stage 13). Palaeosoil formed at the base of the Brunhes chron and may correspond to stage ^{18}O at 720 000 yr. The depositional record includes more than 500 000 yr and eighteen ^{18}O stages.

The depositional environment was a shallow marginal thermal lake with cyclic decreasing temperatures between 59–33 °C. Deposition started with an episodic alluvial event in a siliciclastic delta. Algal bindstone, oncoidal packstone and peloidal wackestone represent the early lacustrine stage. This was completed by a waterlevel-drop driven by climatic changes and syntectonic uplift, leading to a short-term break and subaerial exposure with karstification and hydromorphic palaeosoil formation. The late lacustrine stage was dominated by phytoclastic grainstone and boundstone, and pisolithic floatstone was generated by a new waterlevel-rise. The lake-evolution was gradually finished by a definite uplift and subaerial exposure. An arid and warm climate with a grassy environment

changed into cooler, more humid one. The final stage indicates a cool, continental climate and arid environment.

Travertine is composed of pure, Mg-free calcite. The weakly-developed palaeosoil consists mainly of calcite and siliciclastic allochtonous minerals, reflecting an episodic alluvial input. "Ferrihydrite" in the palaeosoil horizon "A" indicates a hydromorphic soil formation at pH=7 with a surface temperature of 17 °C.

$\delta^{13}C$ values of Unit 2 support evudence for the deep origin of the thermal water. The $\delta^{18}O$ composition suggests that the precipitation temperatures of the early lake were higher (50 to 59 °C), than the later one (33–50 °C), and this is confirmed by an increase of total REE, metal contents and the presence of barite in Unit 2. REE distribution shows a flat nascendi normalised pattern, but slightly depleted in light lantanides. A weak, negative Ce anomaly and positive Eu anomaly are due to water-bedrock interaction. The low isotopic ratios of Unit 2 differ from the higher ones in Unit 4 and a third group with transitional values could represent karstic overprints.

The depositional karst system is characterised by low temperatures (59–33 °C) of thermal water circulation. A 3-phase model and chronology of palaeokarst evolution was elaborated according to the chronology above.

Climatic interpretation of sedimentological, palaeontological, mineralogical and stable isotope data suggest several major upward-cooling climatic cycles during the 500 000 yr long depositional record.

Acknowledgements

This study was produced in the frame of the national research project "Travertine, a new sedimentological model and chronology in Hungary" and supported by the Hungarian National Science Foundation (project No. T 30107). The authors express their sincere gratitude for this support. The manuscript was improved considerably by constructive criticism and suggestions from the following reviewers: P. W. Wright (United Kingdom), A. DEMÉNY and I. VETŐ (Hungary) and the official reviewers S. KELE and Á. TÖRÖK (Hungary). Our heartfelt thanks also goes to them.

References

ALFOLDI L., BÉLTEKZ L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KORIM K., LIEBE P. & RÉMI, R. 1968: Budapest hévizei (Thermal waters of Budapest). – VITUKI, Budapest, 365 p. (In Hungarian).

BAJNÓCZI, B., DEMÉNY, A. & KORPÁS, L. 2003: Stable isotope study in a weakly developed paleosol horizon in the Quaternary Vár-hegy travertine (Budapest, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 149–160.

CANDE, S. C. & KENT, D. V. 1995: Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – *J. Geophys. Research* **100**, 6093–6095.

FORD, T. H. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth-Science Reviews* **41**, 117–175.

FOLDVÁRI, M., BERNER, Zs. & STUBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomód-Les-hegy). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 195–204.

FRIEDMAN, I. & O`NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: FLEISCHER, M. (Ed.): Data of Geochemistry U.S. Geol. Soc. Prof. Pap. 440–KK.

Fűköh, L., Krolopp, E. & Sümegi, P. 1995: Quaternary malacostratigraphy in Hungary. – *Malacological Newsletter, suppl.*, **1**, 219 p.

Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., Wright, R. C., Stover, L. E., Baum, G., Loutit, T., Gombos, A., Davies, T., Pflum, C., Romine, K., Posamentier, H., Jan Du Chene, R., Colin, J. P., Ioannides, N., Sarg, J. F. & Morgan, B. E. 1987: Mesozoic–Cenozoic cycle chart.

Hennig, G. J., Grün, R., Brunnacker, K. & Pécsi, M. 1983: Th–230/U–234 – sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **33**, 9–19.

International Atomic Energy Agency 2001: GNIP Maps and Animations. – International Atomic Energy Agency, Vienna. http: //isohis.iaea.org.

Kele, S. 2003: Izotópgeokémiai vizsgálatok a budakalászi édesvízi mészkövön (Stable isotope investigations on the Budakalász freshwater limestone). – MSc Thesis, Eötvös University, Department of Petrology and Geochemistry, Budapest, 117 p. (In Hungarian)

Kele, S., Szabó, Cs., Vaselli, O. & Minissale, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 161–175.

Kordos, L. 1994: Revised Biostrastigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős. – *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **171**, 225–236.

Korpás, L. 1998: Palaeokarst studies in Hungary. – *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, **95**, 139 p.

Korpás, L. 2003: Basic pattern of Quaternary travertine: a rev. – review with special regard to the Hungarian deposits. – *Acta Geol. Hung.* **46/2**, 131–148.

Korpás, L., Kovács-Pálffy, P., Lantos, M., Földvári, M., Kordos, L., Krolopp, E., Stuben, D. & Berner, Zs. 2003: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of the Buda Vár-hegy travertine. – In: Veress, M. (Ed.) *Karsztfejlődés* **8**, Szombathely, 81–105. (In Hungarian).

Kovács-Pálffy, P. & Földvári, M. 2004: Mineralogy of the travertines in NE Transdanubia (Hungary). – *Földtani Közlöny* **134/4**, (this volume).

Krolopp, E. 1995: Biostratigraphic division of Pleistocene formations in Hungary according to their Mollusc fauna. – In: Fűköh, L., Krolopp, E., & Sümegi, P. (Eds): Quaternary Malacostratigraphy in Hungary – *Malacological Newsletter suppl.*, **1**, 17–78.

Krolopp, E., Schweitzer, F., Scheuer, Gy., Dénes, Gy., Kordos, L., Skoflek, I. & Jánossy, D. 1976: Quaternary formations of Castle Hill in Buda. – *Földtani Közlöny* **106**, 193–228 (In Hungarian).

Lantos, M. 2004: Magnetostratigraphic correlation of Quaternary travertine sequences in NE Transdanubia. – *Földtani Közlöny* **134/2**, 227–236.

MacKenzie, R. C. 1957: The Differential Thermal Investigation of Clays. – Mineralogical Society, London, 456 p.

Pentecost, A. 1999: The origin and development of the travertines and associated thermal waters at Matlock Bath, Derbyshire. – *Proceedings of the Geologists' Association* **1110**, 217–232.

Platt, N. H. & Wright, V. P. 1991: Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. – *Special Publications, International Association of Sedimentologists* **13**, 57–74.

Retallack, G. J. 2001: Soils of the past. An introduction to Paleopedology. – Blackwell Science, London, 404 p.

Scheuer, Gy. & Schweitzer, F. 1988: Travertines of the Gerecse and Buda Hills. – Akadémiai Kiadó, Budapest, *Földrajzi Tanulmányok* **20**, 129 p. (In Hungarian).

Shackleton, N. J., Berger, A. & Peltier, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **81**, 251–261.

Starmühlner, F. 1957: Ergebnisse der österreichischen Island-Expedition 1955. Zur Individuendichte und Formŏnderung von Lymnaea peregra Müller in islandischer Thermalbiotopen. – *Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat. Kl. I.* **166**, 7–8.

Szöőr, G., Sümegi, P. & Hertelendi, E. 1991: Determination of paleotemperature by "malaco-thermometer" method – data for the climatic changes during Upper Pleistocene–Holocene in the Great Hungarian Plain. – *Acta Geographica Debrecina* **1989–90, 28–29**, 217–229. (In Hungarian).

Török, Á. 2003: Facies analysis and genetic interpretation of travertine, Buda Vár-hegy, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 177–193.

Violante, C., Ferreri, V., D'Argenio, B. & Golubic, S. 1994: Quaternary Travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies Analysis and Sedimentary model of an Organogenic Carbonate System. – 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy, Excursion A1, 23 p.

Kézirat beérkezett: 2004. 03. 01.

Földtani Közlöny 134/4, 563–587. (2004) Budapest

Mineralogy of the travertines in NE Transdanubia (Hungary)

Északkelet-dunántúli édesvízi mészkövek ásványtana

Péter KOVÁCS-PÁLFFY[1] – Mária FÖLDVÁRI[1]

(17 figures, 1 table)

Keywords: travertine, X-ray diffraction, minerals, thermal analysis
Tárgyszavak:édesvízi mészkő, röntgendiffrakció, termikus vizsgálat

Összefoglalás

Magyarország területéről, az ÉK Dunántúlon található 7 lelőhelyről rendszeresen begyűjtött édesvízi mészköveket vizsgáltunk meg ásványtani szempontból (röntgendiffrakciós és termoanalitikai módszerrel).

A travertínó lelőhelyek kivétel nélkül termális források által táplált tavi, édesvízi mészkövek. Képződési hőmérsékletük különböző adatok alapján 10–80 °C között, de mindenképpen 100 °C alatt van. Az egyes tavak sziliciklasztos folyóvízi és delta környezetben alakultak ki és fejlődésüket diszkontinuitási felszínekhez kötődő talajképződés, illetve elöntések szakították meg. A paleotalajok gyengén fejlett, hidromorf típusúak, míg az elöntési eseményeket folyóvízi homok jelzi. A tófejlődést valamennyi szelvényben fluvio-eolikus üledékképződés zárta le.

A vizsgálatok alapján megállapíthatjuk, hogy a tanulmányozott édesvízi mészköveket uralkodóan Mg-mentes kalcit alkotja. Ritkán 1–3 mol% $MgCO_3$ beépülést mértünk a kalcitrácsban. Az egyes lelőhelyeken észlelt hidrotermális ásványok (barit, fluorit, Mn-dolomit) a mészkicsapódás magasabb hőmérsékletére utalnak. A mészkövek oldási maradékában és a köztes szintekben megjelenő törmelékes ásványok (kvarc, muszkovit, földpátok, amfibol, klorit stb) uralkodóan metamorf kőzetekből származhatnak.

Az agyagásványok főleg a paleotalaj szintekben fordulnak elő nagyobb mennyiségben. Összetételükben uralkodóan montmorillonit és illit található, ami hűvös és nedves képződési körülményekre utal.

Abstract

Numerous samples taken from 7 travertine sites of north-eastern Transdanubia were investigated by X-ray diffraction and thermal analyses.

According to the data it can be established that the examined travertines are predominantly composed of Mg-free calcite. Occasionally the incorporation of 1–3 mol% $MgCO_3$ was observable in the crystal lattice of the calcite. The hydrothermal minerals (barite, fluorite, Mn-dolomite) detected at some places indicate higher temperatures of carbonate precipitation. The detrital minerals (quartz, muscovite, feldspars, amphibole, chlorite etc.) which appear in the insoluble remnant of the limestones and in the non-carbonate interbeddings probably originated mainly from metamorphic rocks. Clay minerals appear to be abundant especially in the palaeosoil levels. The clay mineral consists primarily of montmorillonite and illite, thus suggesting cool and humid conditions.

Introduction

Travertine samples collected from 7 places in north-eastern Transdanubia in Hungary (Fig. 1) were investigated from a mineralogical point of view.

[1]Geological Institute of Hungary, H–1143 Budapest, Stefánia út 14, Hungary

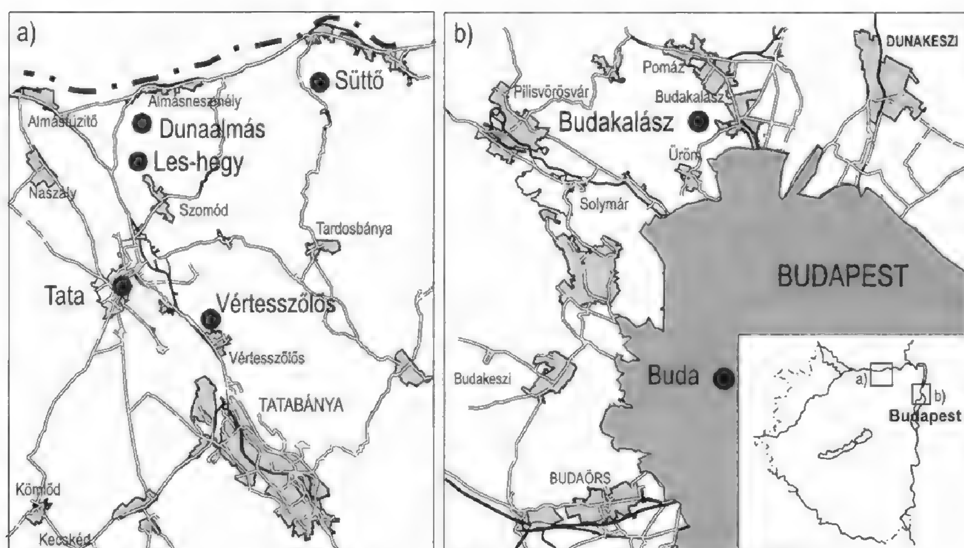


Fig. 1 Quaternary travertines in north-eastern Hungary (KORPÁS 2003b)

1. ábra. Negyedidőszaki travertínók Északkelet-Magyarországon (KORPÁS 2003b)

Each of the travertine occurrences were formed in fresh water lacustrine palaeoconditions supplied by thermal springs. The lakes were formed within siliciclastic fluvial and delta palaeoenvironments and their development was interrupted by palaeosol formations related to unconformities and by flooding events. The palaeosols are poorly developed hydromorphous types, while the flooding events are marked by fluvial sand. The lacustrine development was finished by fluvial aeolian sedimentation at each place (KORPÁS 2003b).

Systematic mineralogical and stable isotope analyses on Hungarian travertine have not been carried out yet; only the Budakalász travertines have been examined (KELE et al. 2003). Sporadic DTA data concerning mineralogical and stable isotopic composition ($\delta^{18}O$) were first published by RÓZSAVÖLGYI (1964), MIHÁLY-LÁNYI (1964) and by OPAUSZKY et al. (1964) on Tata deposits. The geochemistry and mineralogy of travertine and modern calcite/aragonite precipitations in active thermal wells were studied by VITÁLIS & HEGYI (1982) and BALOGH (1982) (after KORPÁS 2003a).

A comprehensive study carried out SZÖŐR et al. (1992) made it possible to compare TG parameters, stable isotope values and $CaCO_3$ contents of 14 Quaternary travertine samples representing 13 occurrences. These included travertine precipitated in the mouth of active thermal wells and in the cold water karst springs.

Detailed XRD, TA and stable isotope studies on the Buda-Vár-hegy travertine were presented by KORPÁS et al. (2003a,b), and the comparative stable isotopic study of the Castle Hill (Vár-hegy), Buda and Szomód by FÖLDVÁRI et al. (2003) and Budakalász (KELE et al. 2003).

The aim of our work is to investigate the mineral composition of the travertines and especially to determine the exact composition of the carbonates, to identify the

Table 1 The sample number of the examined sites
1. táblázat Az egyes lelőhelyek mintaszámai

Site	X-ray diffraction analysis		Thermal analysis
	Original sample	Insoluble fraction	
Castle Hill	25	25	20*
Budakalász	23	23	23*
Dunaalmás–1	20	20	
Dunaalmás–2	21	21	
Les Hill	25	25	28*
Tata	25	17	
Vérteszőlős	27	28	
Süttő-Diós valley	31	31	1
Süttő-Új Haraszti	34	34	
Total	231	224	72

* FÖLDVÁRI et al. (2003)

mineral composition of the insoluble residue regularly found in small quantities, to detect Fe-minerals, and to identify autighenous minerals. These minerals can help to determine the development conditions of the travertines.

The examined sites included the following: Buda Castle Hill, Budakalász, Süttő, Dunaalmás, Szomód-Les Hill, Tata, and Vértesszőlős (Table 1). A geological description and sections of these occurrences can be found in the works of KORPÁS 1998, 2003a, 2003b and KORPÁS et al. 2003a, 2003b (Fig. 1).

Applied methods

The application of XRD (X-ray diffraction) methods were used to identify the mineralogical composition. The X-ray diffraction analyses were performed on a Phillips PW 1730 diffractometer under the following conditions: Cu anthicathode, 40 kV and 30 mA tube current, graphite monochromator, and goniometer with a speed of 2 °/minute. Original samples and samples of the insoluble residue (with acid acetic 30%) were analysed.

The more detailed research of the clay minerals of palaeosol levels was performed on the <5 m clay mineral fraction separated by Atterberg cylinders. From the separated clay-mineral fraction, orientated preparations were made and these were investigated by XRD in an untreated state, treated with ethyleneglycol (60 °C/9 hour), and heated (490 °C/4 hour).

The thermal analyses were completed by Derivatograph PC simultaneous TG, DTG, DTA in a ceramic or corundum crucible, with a heating speed of 10 °C/minute up to 1000 °C and with Al_2O_3 as inert material.

The detailed results and interpretation of the thermal analysis on carbonates have been published in an independent paper (FÖLDVÁRI et al. 2003).

Description of the individual travertine deposits

In the following text we present the results of our investigation of the materials (first of all of travertine) and outline our conclusions.

Castle Hill, Buda

The travertine series, the main lithological units and the mineralogical and geochemical characteristics of the Castle Hill were demonstrated in several publications (KROLOPP et al. 1976, KORPÁS 1998, 2003a, 2003b, KORPÁS et al. 2003b, BAJNÓCZI et al. 2003, FÖLDVÁRI et al. 2003).

Results of the detailed instrumental mineralogical investigation on the two travertine levels and the interbedded palaeosol horizon of the local travertine section are the following:

– The lower laminar travertine (2nd unit) is dominantly composed of pure Mg-free calcite (87–96%). The 901 °C mean value of the corrected decomposition temperature for the calcite measured by thermal analytical method indicate a precipitation from water of high temperature. The amount of detrital minerals (quartz, muscovite, potassium feldspar, plagioclase) is relatively low (1–11%). A small amount (2–7%) of clay minerals (montmorillonite, illite and chlorite) was detected.

– In the crystal lattice of the calcites which appear in the brownish clays filling the cavities of the travertine, the incorporation of 2 mol% $MgCO_3$ was detected.

– In the insoluble residue of the samples the detrital minerals (quartz, muscovite, potassium feldspar, plagioclase, amphibole and haematite) are dominant (42–62%). In some samples the appearance of barite has been identified (maximum 4%); this also indicates the already-mentioned thermal effect of high temperature. The existence of barite is also proved by high Ba concentrations (467–15.600 mg/kg) measured by chemical analyses. Among the clay minerals (14–42%), besides the above-mentioned ones kaolinite has also been detected (maximum 5%).

– In the <5 μm fraction of the decarbonatised sample, the clay minerals were dominant (87%): they were well-ordered, neoformational, well-swelling Ca-montmorillonite (56–65%); subordinately poorly-ordered (Hb//half weight of the 001 reflection =0.36°2theta and Hi/ Hinkley index =0.58) kaolinite remained from weathering and 2M1 type detrital illite has been detected.

– The dominant mineral of the upper mass travertine (4th unit) is the Mg-free calcite (39–98%). The detrital minerals (1–32%) and the clay minerals (maximum 15%) are equal with those described in the case of the laminar travertine (2nd unite). Based on the corrected decomposition temperature measured on calcites (897 °C) the unit was precipitated at a lower temperature. The calcites of the uppermost part of the unit suggest to subaerous weathering (the corrected decomposition temperature is 892 °C) and similar values have been detected on the calcites of the palaeosol horizons.

The insoluble residue is characterised by the high concentration (maximum 66%) of the detrital minerals similar in composition to those of the above-demonstrated association. Among the clay minerals (maximum 39%) the Ca-montmorillonite is dominant (maximum 23%).

In the <5 μm fraction of the decarbonatised sample, clay minerals are dominant (65%) – they are: disordered, poorly-swelling Ca-montmorillonite with low intensity and with diffuse 001 base reflection, kaolinite that has remained from weathering (Hb is 0.45°2theta and Hi is 0.4), and 2M1-type illite. An XRD amorphous phase composed of gel-like clay minerals and Fe-minerals also appears. This has also been proved by thermal analysis, which detected the existence of ferrihydrite in this sample.

Budakalász

The Budakalász travertine (*Fig.* 2) can be found on the slope of the Monalovác Hill (exposed by a still-operating quarry) to a thickness of about 15–20 m. Its underlying series are partly the Oligocene Hárshegy Sandstone Formation and

Tard Clay Formation while the overlying sediment is loess in some places. The bottom of the profile is a coarse clastic basal bed (1st unit), on the surface of which the laminated porous travertine and non-consolidated calc mud of the 2nd unit (forming elongated flattened lenses) are laid with a gradual but short transition. The 3rd unit lies with unconformity and it is composed of non-consolidated, well-bedded clastic limestone. The profile is covered by brown soil with limestone fragments (KORPÁS 1998, 2003a, 2003b, FÖLDVÁRI et al. 2003, KELE et al. 2003).

Based on mineralogical investigations the travertine beds can be characterized as follows (*Fig. 3*):

– The material of the lower laminated travertine (2nd unit) is dominantly calcite (88–100%), which is regularly pure Mg-free calcite. In some of the samples (at depth of 5.56 m, 6.55 m, 9.10 m and 10.20 m, respectively) the incorporation of 2 mol% $MgCO_3$ has been detected in the crystal lattice of the calcite. Among the detrital minerals (in traces – 3%) some quartz, plagioclase and amphibole occur. Besides these minerals, in the course of the investigation of the heavy minerals the existence of ilmenite, rutile, tourmaline, garnet, pyroxene, magnetite, biotite,

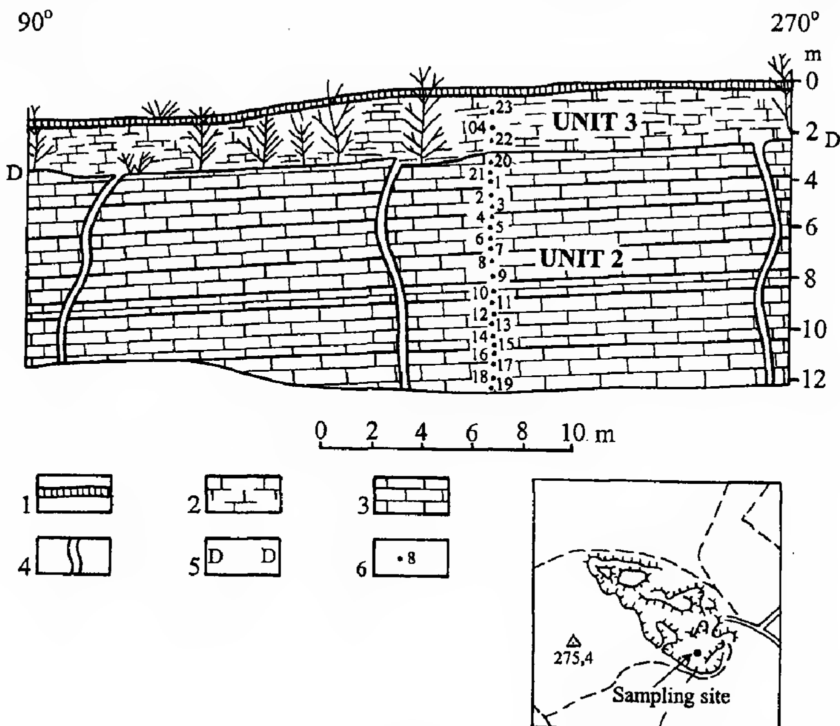


Fig. 2 Lithological profile of the travertine at Budakalász (KORPÁS 2003b). 1 Soil, 2 Brecciated, autoclastic travertine, 3 Laminated travertine, 4 loess-like chalk sediments in fissure, 5 Discontinuty surface, 6 Place of sample (without 1st unit)

2. ábra. A budakalászi travertínó litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b). 1. Talaj, 2. Breccsás, autoklasztos édesvízi mészkő, 3. Laminált édesvízi mészkő, 4. Löszös hasadékkitöltő üledékek, 5. Diszkontinuitási felszín, 6. Mintavételi hely (az 1. egyég nélkül)

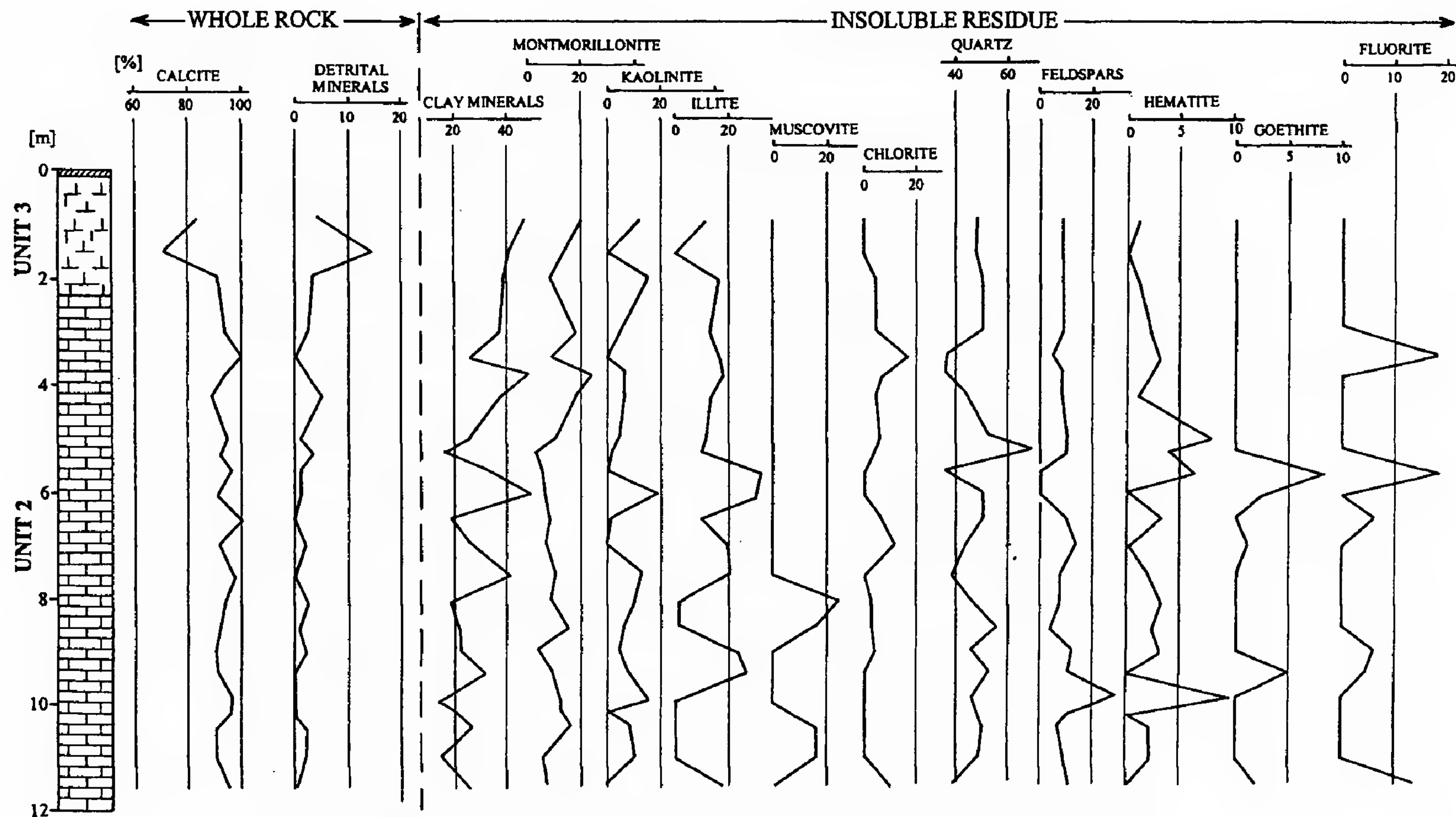


Fig. 3 Mineralogical composition of the travertine from Budakalász (for legend see Fig. 2)

3. ábra. A budakalászi travertínó ásványtani összetétele (jelmagyarázat l. 2. ábra)

zircon and metamorphic lithoclasts was determined by KOVÁCS (1995). The clay minerals, which can be detected only in small quantities as well (in traces – 9%), are represented by montmorillonite, illite, kaolinite and chlorite. Limited concentrations of goethite and gypsum were detected.

– The insoluble residue is determined by the above-mentioned detrital minerals (maximum 79%); however, the appearance of haematite, goethite and fluorite is regular. Among the clay mineral group illite, montmorillonite and kaolinite are represented.

– The mineral composition of the allochtonous travertine lying above (3rd unit) is determined by the existence of pure Mg-free calcite (70–90%).

– On the bases of thermal analysis, the calcites appearing in both units have a lower corrected decomposition temperature (880–890 °C) than those of the samples from the Buda Castle Hill. This indicates a lower precipitation temperature in accordance with the statements from stable isotopic investigations (FÖLDVÁRI et al. 2003).

The detrital minerals (0–14%) are the same as those in the lower unit.

The amount of clay minerals does not change significantly either (0–16%); the dominant mineral in the samples is illite.

Among the detrital minerals appearing (maximum 61%) in the insoluble residues quartz is dominant; a much lower amount of potassium feldspar, plagioclase and chlorite can be identified. Haematite – and in one sample fluorite – is also detectable and this indicates to hydrothermal effects.

Süttő

Travertines from Süttő were investigated in two profiles: at the recently excavated quarry in the Diós valley (*Fig. 4*) and at the Új Haraszt quarry (figure 5). The thickness of the travertine outcropped by deep drillings is between 20 m and 25 m. The underlying series is the Pannonian clay. Two units can be distinguished in these profiles: a lower, well-bedded travertine and oolitic calcarenite (1st unit) and the overlying, upper, well-bedded , laminar oolitic calcarenite (2nd unit). Within both units and in both profiles there are unconformities which can be correlated unambiguously with each other; moreover, the upper boundary of the 1st unit is a characteristic unconformity and a key horizon as well. The 2nd unit is, in both profiles, covered directly by fluvial aeolian sand and pebbles lying unconformably on the travertine and covered by loess (KORPÁS 2003b).

The mineralogical composition of the two travertine units is very similar (*Figs 5 and 6*). The travertine of both units is dominantly composed of pure Mg-free calcite, the amount of which exceeds the 90%; the exceptions are the samples from the 11.4 m–12.1 m of the Új Haraszt profile and in some samples from Diós (0.1, 8.1–8.9, 10.8, 16.0 and 17.8 m, respectively). In the latter, the incorporation of 2 mol% $MgCO_3$ was detectable in the crystal lattice of the calcite. The amount of detrital minerals is small: the main minerals are quartz (0–1%), feldspar (0–2%), amphibole (0–1%) and occasionally muscovite. Clay minerals also appear in small quantities: illite (0–8%), montmorillonite (0–3%) and kaolinite (0–2%) were detectable. Haematite and goethite also appear in traces.

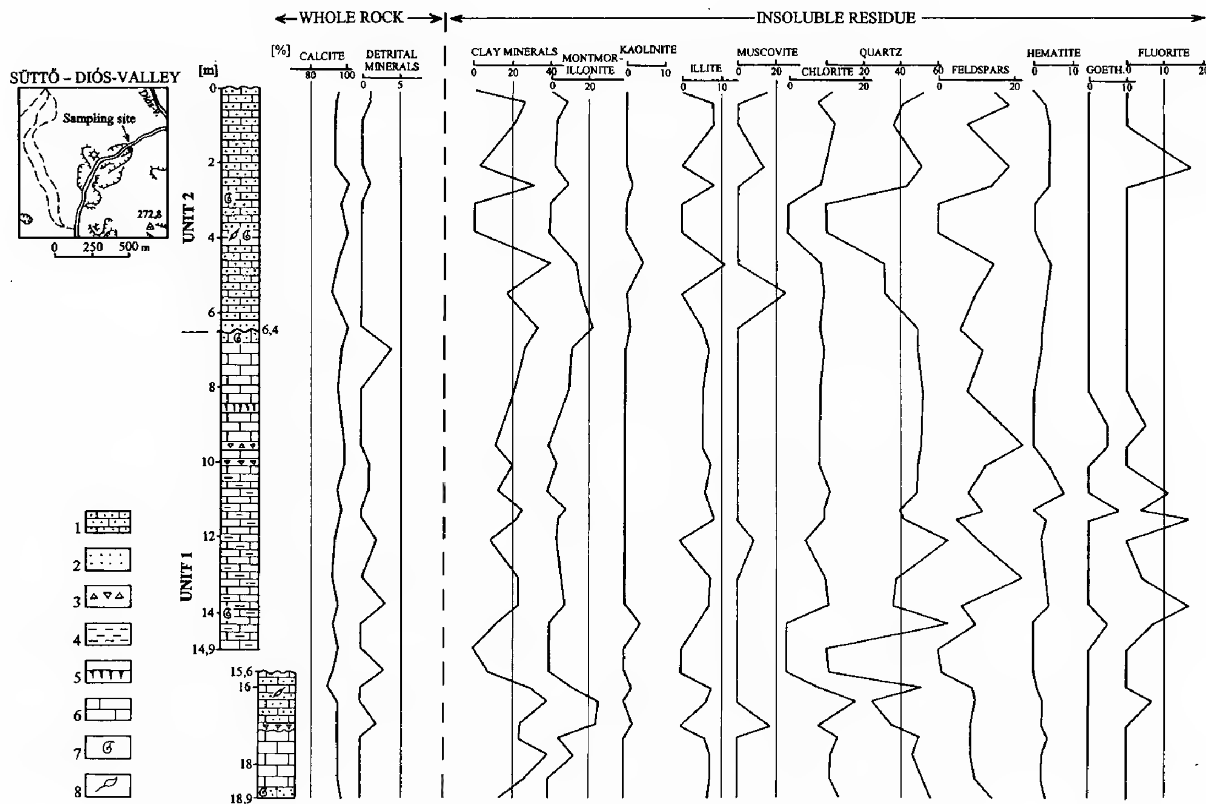


Fig. 4 Lithological profile of the travertine deposit at Diós valley, Süttő (KORPÁS 2003b), and its mineralogical composition. 1 Oolithic travertine, 2 Micaceous (Muscovitic) sand, 3 Fragmented travertine, 4 Bird's eye structures, 5 Rooted horizon, 6 Well-bedded travertine, 7 Gastropod remnants, 8. Plant remnants

4. ábra. A Süttő diós-völgyi travertínó lelőhelyének litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b) és ásványtani összetétele. 1. Oolitos travertínó, 2. Csillámos (muszkovitos) homok, 3. Mészkőtörmelék, 4. Madárszemszerkezetek, 5. Gyökérszint, 6. Vastagpados mészkő, 7. Csigamaradvány, 8. Növénymaradvány

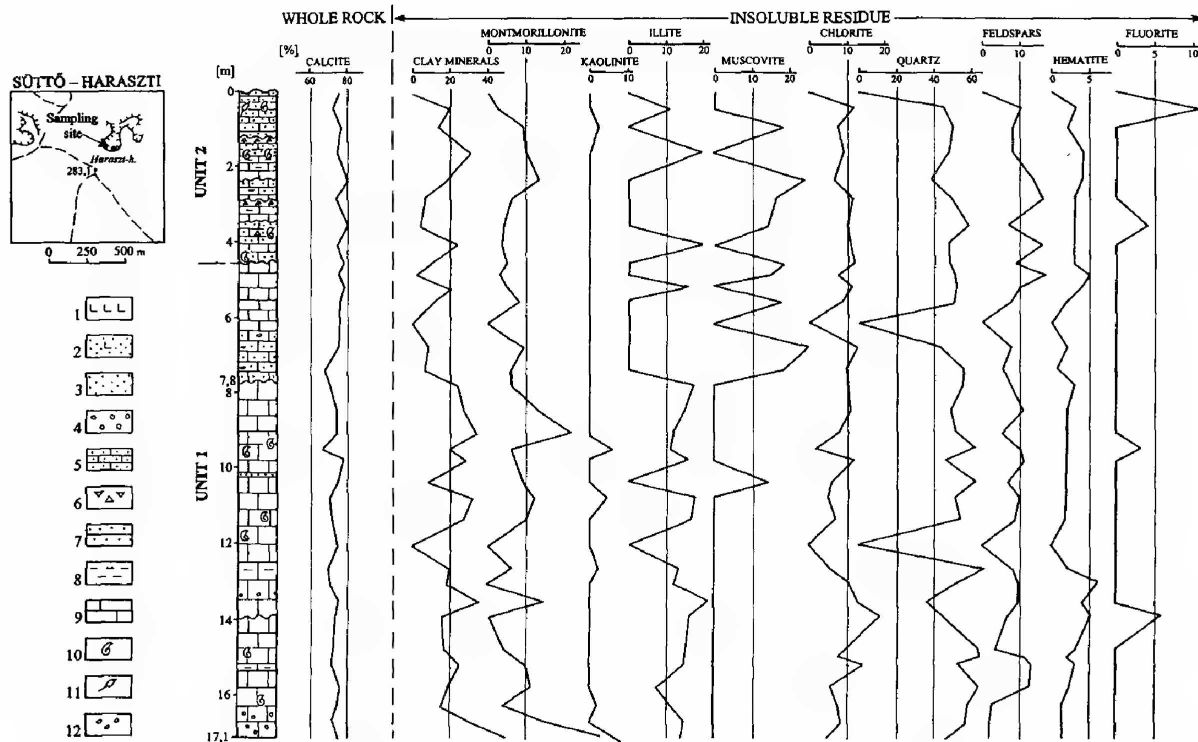


Fig. 5 Lithological profile of the travertine deposit at Haraszti, Süttő (KORPÁS 2003b), and its mineralogical composition. 1 Loess, 2 Loessy sand, 3 Sand, 4 Pebble, 5 Oolithic travertine, 6 Pebble, sand with travertine fragments, 7 Micaceous (Muscovitic) sand, 8 Bird's eye structures and desiccation crevices, 9 Well-bedded travertine, 10 Gastropod remnants, 11 Plant remnants, 12 Bioclast

5. ábra. A Süttő, Haraszti travertínó lelőhely litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b) és ásványos összetétele. 1. Lösz, 2. Löszös homok, 3. Homok, 4. Kavics, 5. Oolitos travertínó, 6. Mészkőtörmelékes kavics, homok, 7. Csillámos (muszkovitos) homok, 8. Madárszemszerkezetek és száradási repedések, 9. Vastagpados mészkő, 10. Csiga maradvány, 11. Növénymaradvány, 12. Bioklaszt

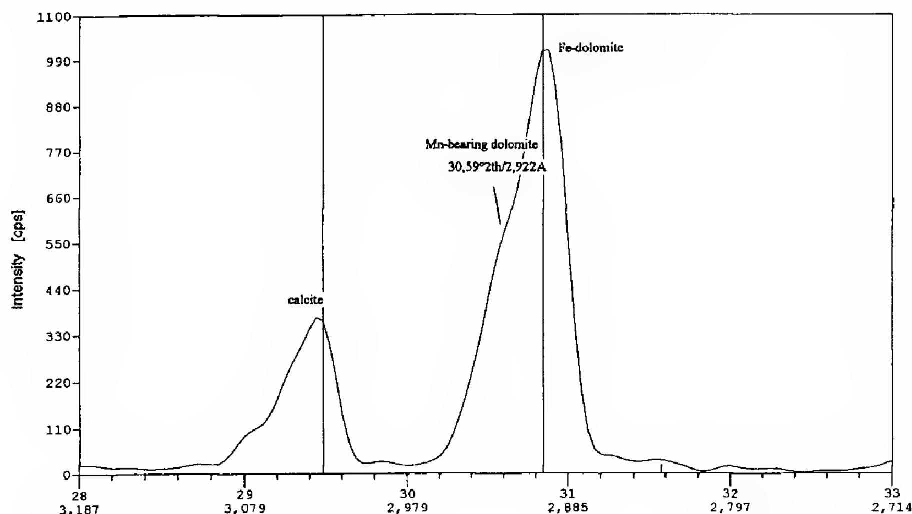


Fig. 6 XRD pattern of the sample from Diós valley Süttő (14.9 m)

6. ábra. A Süttő, diós-völgyi 14,9 m minta röntgendiffraktogramja

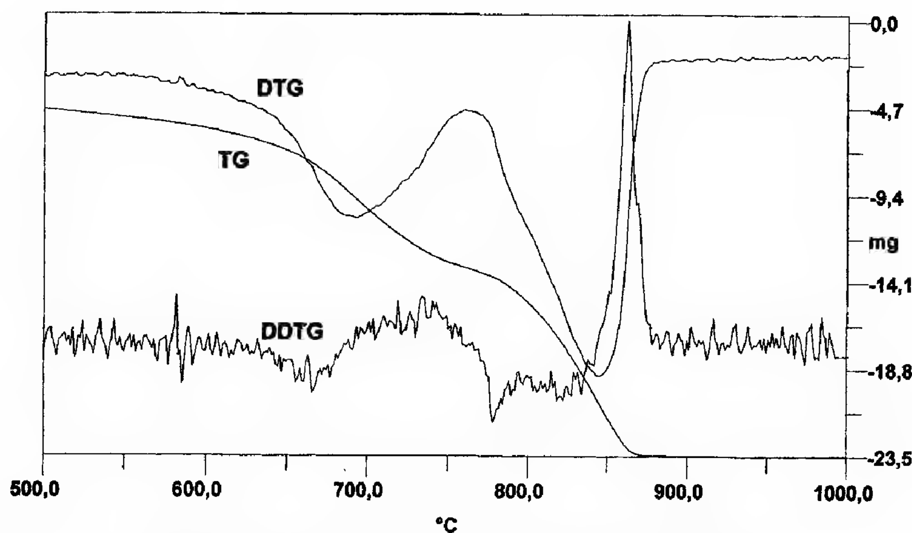


Fig. 7 DTA curve of the sample from Diós valley, Süttő (14.9 m)

7. ábra. A Süttő, diós-völgyi 14,9 m minta derivatogramja

Fluorite can be detected regularly in both profiles (less than 1%) indicating the hydrothermal effects on the travertines.

The minerals of the insoluble residue are quartz (24–66%), muscovite (0–25%), feldspar (0–16%), amphibole (0–2%), montmorillonite (0–30%), illite (0–22%), chlorite (0–19%), kaolinite (0–4%), haematite (in traces – 8%), goethite (0–8%) and fluorite (0–19%). Occasionally, in some samples, gypsum can also be detected in traces.

In one sample of the Diós profile (14.9 m), beside some calcite and ferrous dolomite, dolomite with Mn incorporation has also been detected. The 104 reflection of this appeared at 30.59°2theta/2,923Å d value on the XRD diffractograms (*Fig. 6*).

A peak temperature at 778.9 °C in the second step of the thermal decomposition of the dolomite was detected on the DDTG curve of the thermal analysis. This demonstrates the substitution in the Mg plain of the dolomite crystal lattice which presumably was made by Mn. The calculated substitution is a $Ca_{0.5}(Mg_{0.38}Mn_{0.12})$ cation ratio. This substitution might be due to hydrothermal effects (*Fig. 7*).

Dunaalmás

Travertines from Dunaalmás were investigated along the Dunaalmás–1 (*Fig. 8*) and Dunaalmás–2 (*Fig. 9*) profiles. The thickness of the travertine series is 12.9 m and 18.0 m at the profiles, but based on deep-drilling data it reaches 25 m. The old underlying series, is Upper Pannonian sand while between the Upper Pannonian and the travertine series pebbly-sandy fluvial sediments can be found. The overlying sediment is loess in both profiles. The lithological characteristics of the profiles are different. The profile is characterised by great lithological variability. It contains alternating series of different travertine types, siliciclastic sediments and connected palaeosol horizons. These were separated into 6 independent lithological units.

The Dunaalmás–2 profile is composed of offshore laminated travertine, massive crystalline travertine, fine micaceous (muscovitic) sand, porous phytoclastic travertine, calcareous fine sand, porous travertine and clastic travertine horizons. This profile is covered by brown soil (KORPÁS 2003b – Fig. 9).

The travertines of both profiles are composed of pure Mg-free calcite although the insoluble residue of the samples also contains traces of dolomite. The amount of calcite in the travertine horizons is variable (60–97%); it is15–37% in the sand horizons and a maximum of 15% in the palaeosol horizons.

The palaeosol horizon of the 4th unit in the Dunaalmás–1 profile (containing a lower palaeosol horizon and an overlying fluvial sand bed) is characterized by the small amount of clay minerals (0–4% – only montmorillonite) and by the great quantity of detrital minerals (10–66%). Among the latter, the following minerals can appear in order according to their concentration: quartz (maximum 48%), muscovite (maximum 22%), chlorite (maximum 8%), feldspars (maximum 7%) and amphibole (maximum 3%).

Clay minerals appear regularly in small quantities in both profiles.

Detrital minerals detected in the insoluble material (mainly in the case of the Dunaalmás–1 profile) are the following, in order of concentrations: quartz (33–53%), muscovite (10–31%), chlorite (6–1 1%), plagioclase (3–13%), potassium feldspar (1–7%), and amphibole (in traces – 2%); epidote (4%) has also been detected but only in one sample. The amount of clay minerals is various: montmorillonite represents 4–23%, illite 0–8% and kaolinite 0–2%. The regular appearance – although only in small quantities – of haematite, and goethite is also detectable.

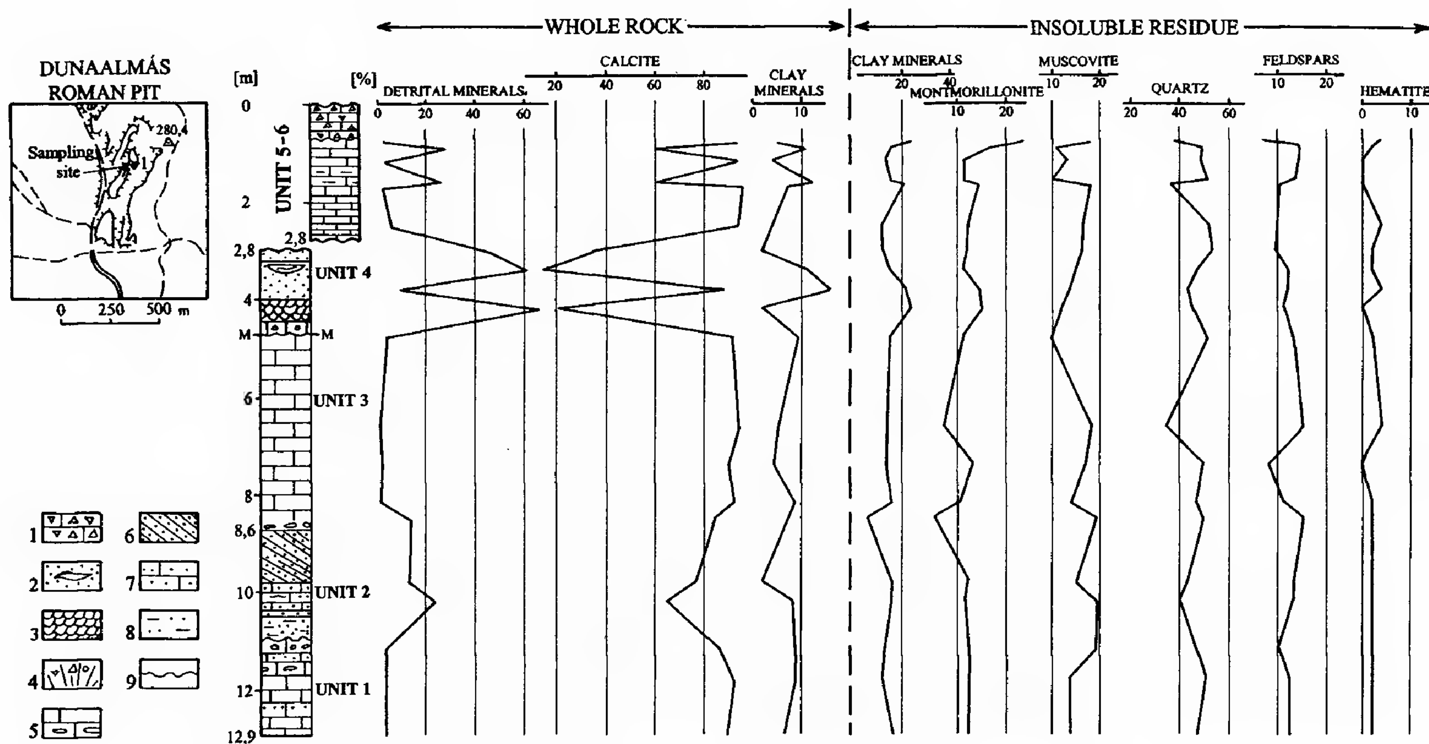


Fig. 8 Lithological column of the profile of Dunaalmás–1 (KORPÁS 2003b), and its mineralogical composition. 1. Travertine breccia, 2 Sand with clay lenses, 3 Palaeosol A level, 4 Palaeosol rooted B level, 5 Well-bedded travertine with sedge and cane remnants, 6 Cross-stratified sand, 7 Oolithic travertine, 8 Clayey sand, 9 Discontinuity surface

8. ábra. A Dunalmás–1 lelőhely litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b) és ásványtani összetétele. 1. Mészkőbreccsa, 2. Agyaglencsés homok, 3. Paleotalaj A szint, 4. Paleotalaj gyökérnyomos B szint, 5. Pados mészkő, sás- és nádmaradványokkal, 6. Keresztrétegzett homok, 7. Oolitos mészkő, 8. Agyagos homok, 9. Diszkontinuitási felszín

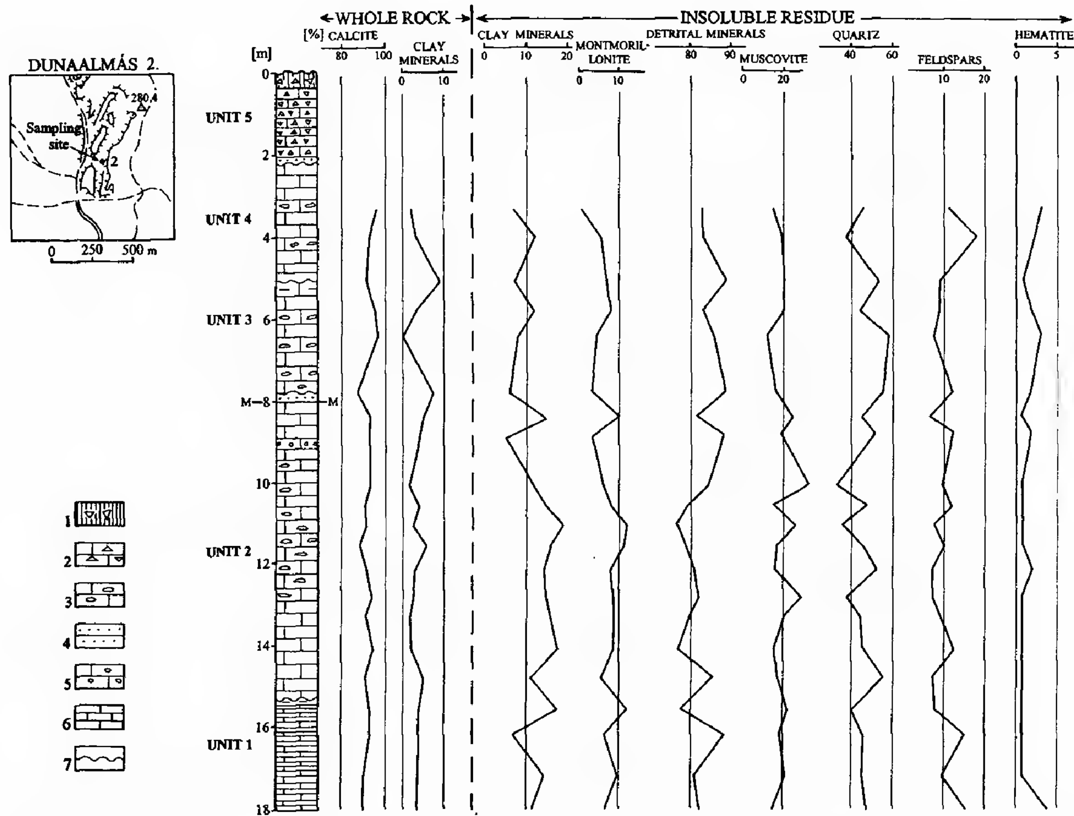


Fig. 9 Lithological column of the profile Dunaalmás–2 (KORPÁS 2003b), and its mineralogical composition. 1 Earthy travertine breccia, 2 Travertine breccia, 3 Well-bedded travertine with sedge and cane remnants, 4 Sand, 5 Pebbly sand, 6 Laminated travertine, 7 Discontinuity surface

9. ábra. A Dunaalmás–2 lelőhely litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b) és ásványos összetétele. 1. Talajos mészkőbreccsa, 2. Mészkőbreccsa, 3. Pados mészkő, sás- és nádmaradványokkal, 4. Homok, 5. Kavicsos homok, 6. Laminált mészkő, 7. Diszkontinuitási felszín

Les Hill, Szomód

The travertine from Les Hill was investigated in the profile of an abandoned quarry. The underlying series is Pannonian clay and sand, with fluvial sand and pebble interbedding between the Pannonian series and the travertine complex (*Fig. 10*).

The profile has various lithological characteristics containing an alternation of different types of travertine and interbedded siliciclastic sediments; these form 7 distinguishable units: aphanitic travertine (1st unit), calc mud and calcarenite (2nd unit), travertine and calc mud (3rd unit), travertine and sandy travertine (4th unit), aphanitic travertine (5th unit), oolithic travertine and quartzarenite (6th unit) and porous travertine (7th unit) (KORPÁS 2003b).

The travertines are formed of pure Mg-free calcite in this profile as well. Their carbonate content is lower (40–98%) than that of the above-described occurrences (*Fig. 11*). The amount of detrital minerals is regularly significant both in the whole rock (maximum 60%) and in the insoluble residue (79–98%). The minerals, in order of their concentration, are quartz, muscovite, chlorite and feldspar. The

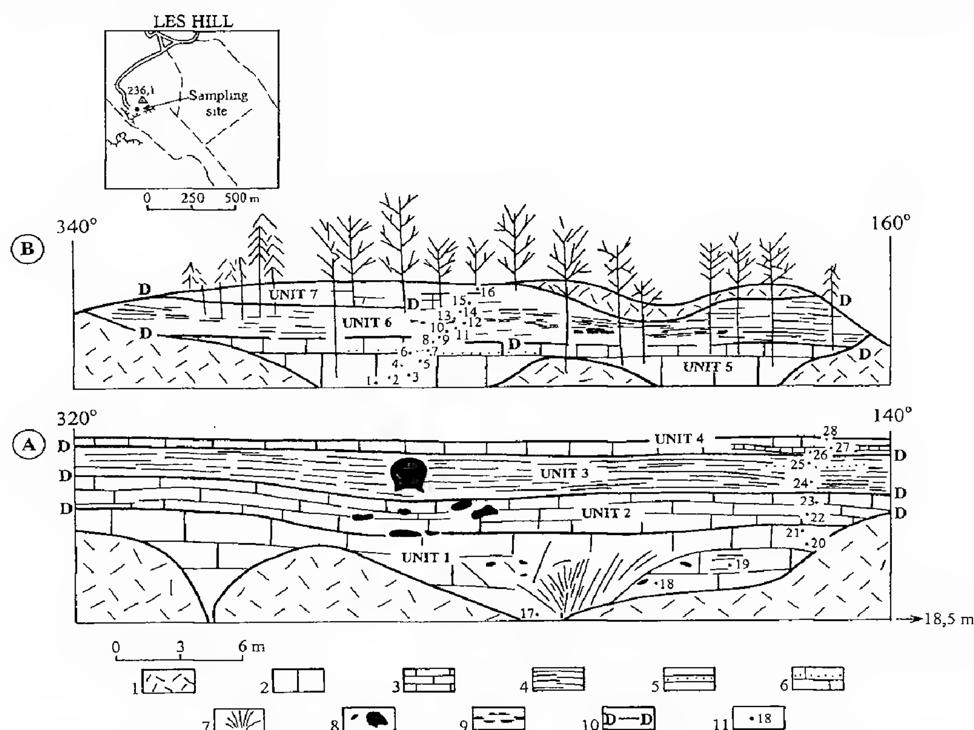


Fig. 10 Lithological profile of the travertine deposit on Les Hill at Szomód (KORPÁS 2003b). 1. Breccia, 2 Well-bedded and massy travertine, 3 Thin-bedded travertine, 4 Laminated travertine – calc mud, 5 Micaceous, carbonatic sandstone, 6 Travertine with sand intercalations, 7 Spring throat, 8 Carstic caverns, 9 Sand level, 10 Discontinuity surface, 11 Place of sample

10. ábra. A Szómodi Les-hegy travertínó lelőhelyének litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b). 1. Breccsa, 2. Vastagpados, tömeges mészkő, 3. Vékonypados mészkő, 4. Laminált mészkő-mésziszap, 5. Csillámos, meszes homokkő, 6. Mészkő, közbe települt homokréteggel, 7. Forráskürtő, 8. Karsztos üregek, 9. Homokszint, 10. Diszkontinuitási felszín, 11. Mintavételi hely

quantity of clay minerals is subordinate; it is 0–12% in the whole rock while 1–18% in the insoluble residue. The dominant clay mineral is illite, with a lesser amount of montmorillonite (*Fig. 11*). The 3th (11.8 m), 4th (10.00 m–12.50 m) and 6th (3.75 m–6.00 m) lithological units have extreme mineral composition with a low concentration of calcite (<60%) and with a large amount (>20%) of detrital minerals (dominantly quartz).

In comparison with the other profiles it is a significant difference that magnetite (in traces) and maghaemite (0–1%) also occurred, accompanied with haematite (0–2%) anda sm,aller amount of goethite.

The existence of barite (1%), detected in the insoluble residue of a sample from the base level (17.5 m), indicates a hydrothermal origin.

Based on the thermal analyses, calcite is well-ordered and the calculated corrected decomposition temperature (890–905 °C) is similar to that of the calcites from the Buda Castle Hill (FÖLDVÁRI et al. 2003).

Tata

The travertine from Tata was investigated in the profile of the abandoned Porhanyó quarry (*Fig. 12*). The profile exposes the travertine series in a thicness of about 15 m. The underlying formation is Lower Pannonian sand and clay. The travertine series is composed of alternating travertine, calcarenite and palaeosol horizons divided into 6 units: porous travertine (1st unit), palaeosol and sand ("culture layer" – 2nd unit), well bedded travertine (3rd unit), porous travertine (4th unit), the bed of travertine fragments and travertine (5th unit), and wind-blown sand with travertine fragments (6th unit, KORPÁS 2003b).

The investigated palaeosol and fluvial sand ("culture layer") contain a small amount of calcite (11–28%). In some samples the incorporation of 1–2 mol% $MgCO_3$ has been measured in the crystal lattice of the calcite. Contrary to the other investigated places of occurrences, the samples from this occurrence contain dolomite as well (3–7%). The significant amount (50–64%) of detrital minerals is also characteristic for the bed. These minerals, in order of their frequency, are: quartz (31–44%), feldspars (11–18%), muscovite (9–13%), chlorite (5–7%), amphibole (in traces – 1%) and haematite (in traces – 2%) (*Fig. 13*).

In the calcite of the original samples an incorporation of 1–10 mol% $MgCO_3$ can be detected. The amount of calcite is commonly significant (94–99%) and is connected with very small amounts of detrital minerals and clay minerals.

The insoluble residue has a great amount of detrital minerals (64–94%). The dominant mineral is quartz, together with some chlorite and feldspars. Among clay minerals illite is dominant (4–20%). The wind-blown sand, with travertine fragments and the fluvial aeolian sand units (5th and 6th units), show extremely high values of detrital minerals.

The mineral composition of the detrital minerals is similar to that of the samples from the Les Hill profile. A small amount of magnetite and maghaemite (in traces –1%) can also be detected, together with some haematite and goethite.

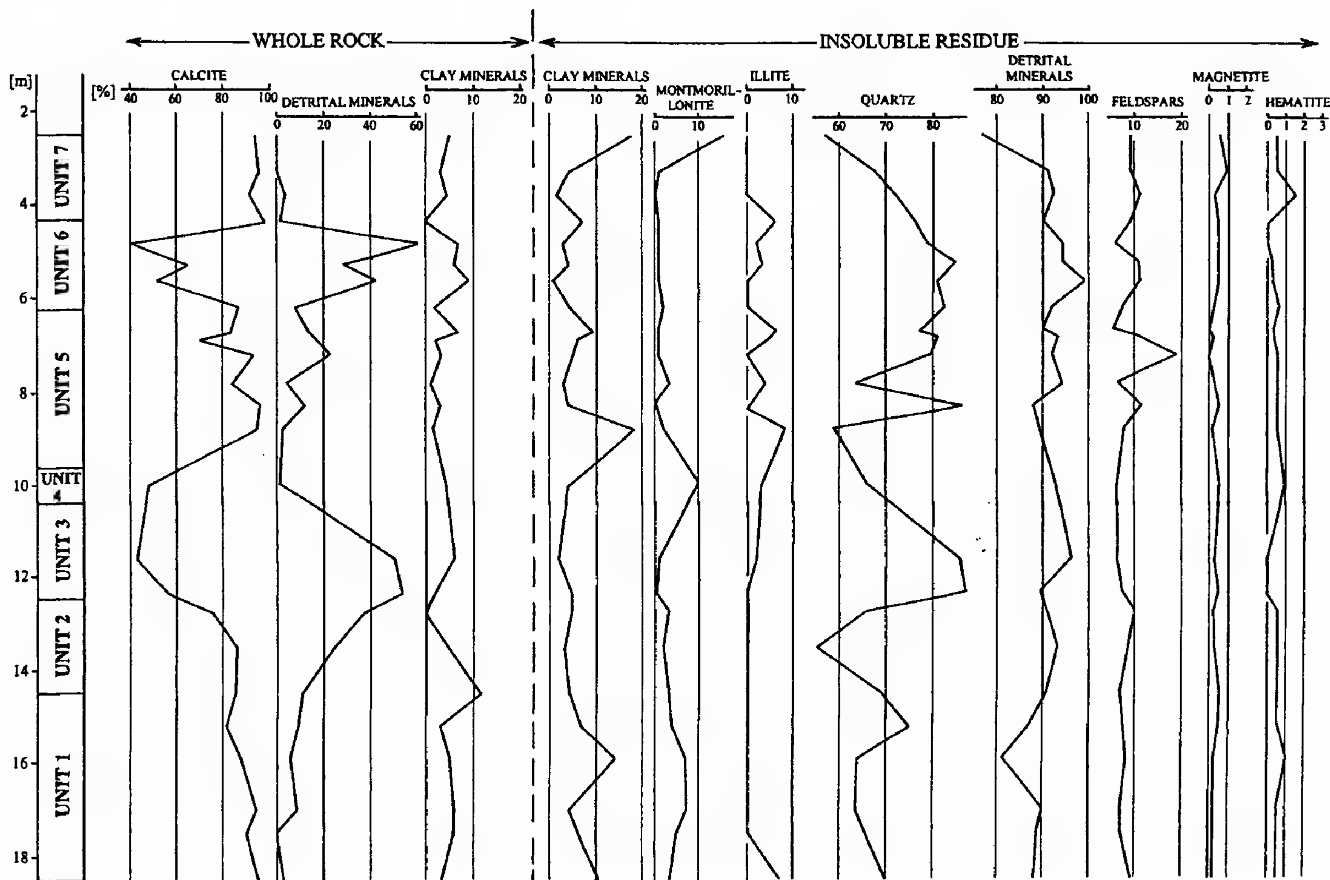


Fig. 11 Mineralogical composition of the travertine from Les Hill, Szomód

11. ábra. A szómodi Les-hegy travertínó szelvényének ásványos összetétele

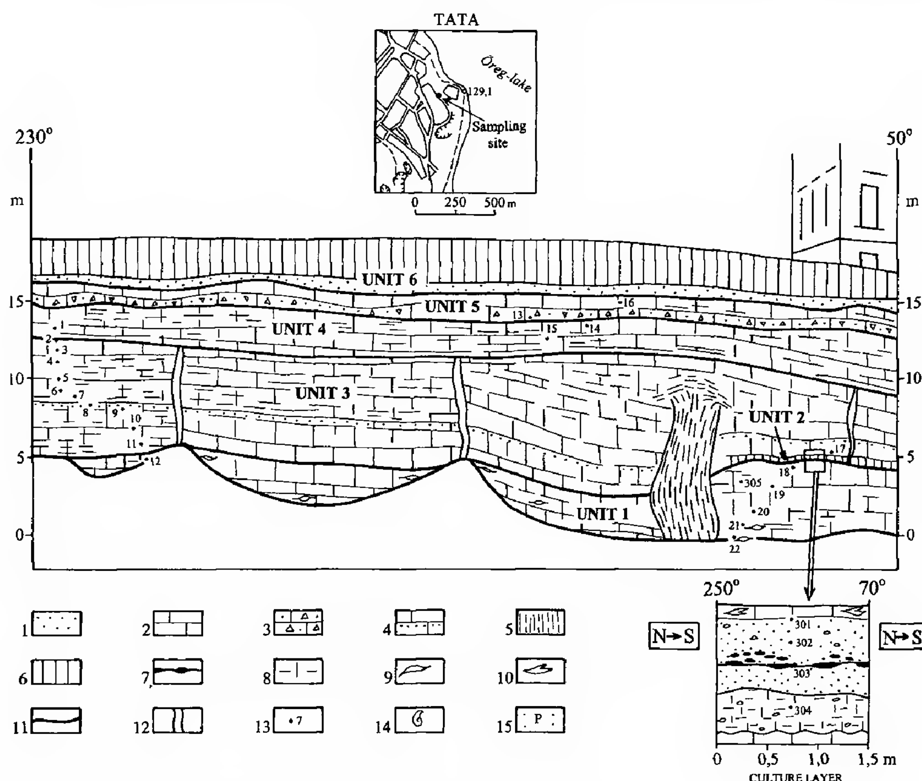


Fig. 12 Lithological profile of the travertine deposit at Tata, in Porhanyó quarry (KORPÁS 2003b). 1 Sand, 2 Travertine, 3 Sandy travertine breccia, 4 Travertine with fine sand, 5 Spring throat, 6 "Culture layer" with palaeosoil and fluvial sand, 7 Current channels, 8 Palaeosol with angular and worked rock fragments, 9 Leaf prints, sedge and cane remnants, 10 Os remnants, 11 Discontinuity surface, 12 Opened cave, 13 Place of sample, 14 Gastropod remnant, 15 Underlying Pannonian sand

12. ábra. A tatai Porhanyó-bánya travertínó lelőhelyének litológiai szelvénye (KORPÁS 2003b). 1. Homok, 2. Mészkő, 3. Homokos mészkőbreccsa, 4. Mészkő, finomszemű homokkal, 5. Forráskürtő, 6. Kultúrréteg, paleotalajjal és folyóvízi homokkal, 7. Áramlási csatornák, 8. Paleotalaj szögletes és megmunkált kőzettörmelékkel, 9. Levéllenyomatok, sás- és nádmaradványok, 10. Csontmaradványok, 11. Diszkontinuitási felszín, 12. Nyitott hasadék, 13. Mintavételi hely, 14. Csigamaradvány, 15. Pannóniai korú fekühomok

Vértesszőlős

The travertine from Vértesszőlős was investigated in two profiles of the hominoid No I place of occurrence in the outdoor museum. The structure of the travertine is similar in both profiles. The series starts with breccia travertine (1st unit), the overlying series of which is calc muddy sand (2nd unit), and then porous travertine (3rd unit). The latter is covered by lens-like loessy sand (4th unit), lying with unconformity on the surface of the travertine and covered by a well-bedded algae containing travertine which frequently has loessy intercalations (5th unit, KORPÁS 2003b – *Fig. 14*).

Travertines from both profiles are formed dominantly of calcite (81–98%) with the incorporation of 1–2 mol% $MgCO_3$ all over the profiles. Besides calcite, a

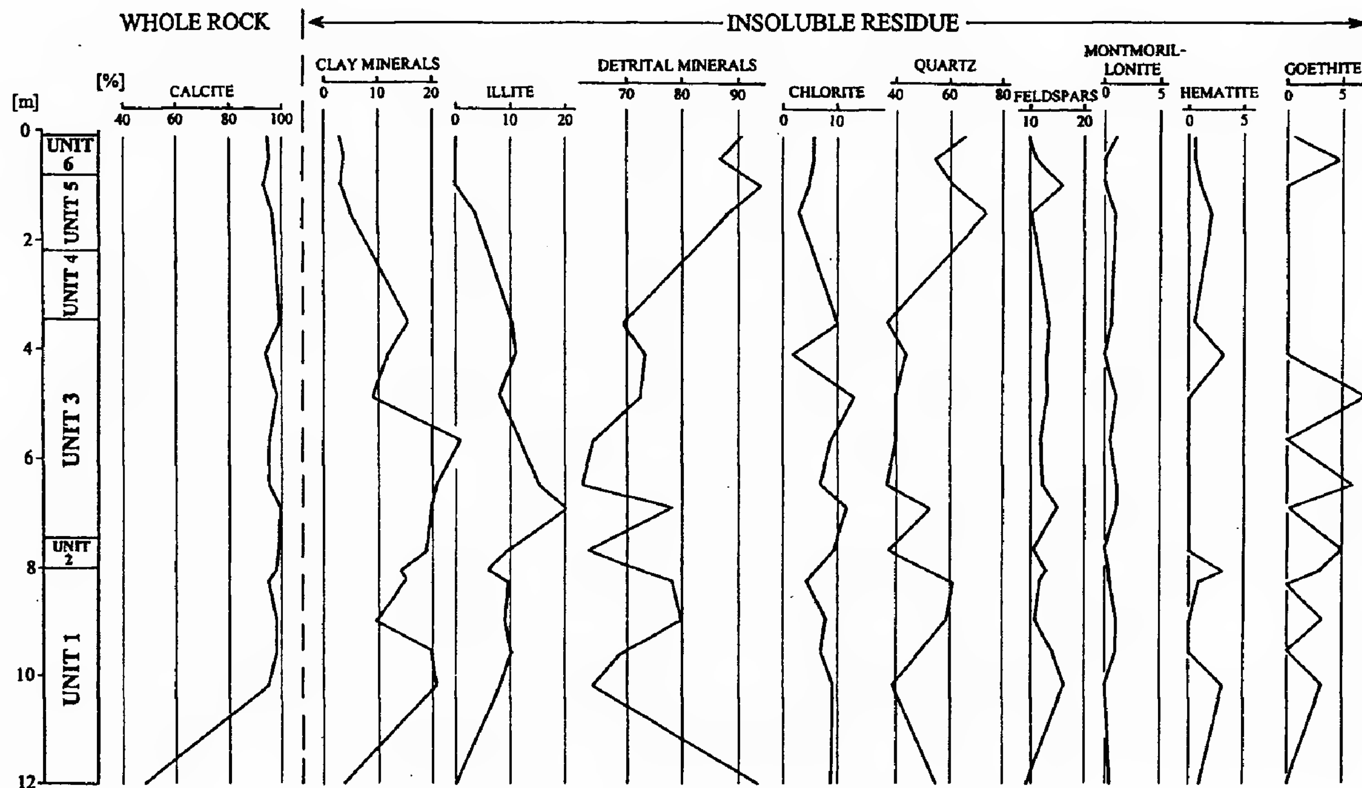


Fig. 13 Mineralogical composition of the travertine from Porhanyó quarry at Tata

13. ábra. A tatai Porhanyó-bánya travertínó szelvényének ásványos összetétele

small amount of detrital (maximum 12%) and clay minerals (maximum 11%) can be detected in the samples.

The insoluble residue can be characterized with a mineral composition similar to those described above (*Fig. 15*). Among the detrital minerals (52–94%) quartz (31–68%), feldspars (7–13%), muscovite (maximum 16%) and chlorite (3–9%) can be detected. A high concentration of clay minerals (8–42%) was measured, especially in samples from the calc mud horizon of the 2nd unit; montmorillonite (3–18%), illite-montmorillonite maximum 16%), illite (maximum 16%) and occasionally kaolinite (maximum 2%) were all shown to be present.

Among ferrous minerals haematite appears regularly (1–3%) in the samples of the investigated profile, connected with a small amount of goethite.

Mineralogical description of the travertine complexes

Based on XRD and thermal analyses of 231 original samples and of their insoluble residue (224) from the described places of occurrence we can conclude the following:

In most of the cases the dominant mineral of the travertines is stoechiometric Mg-free calcite appearing usually in a proportion between 80–100% (*Fig. 16*). 1–3

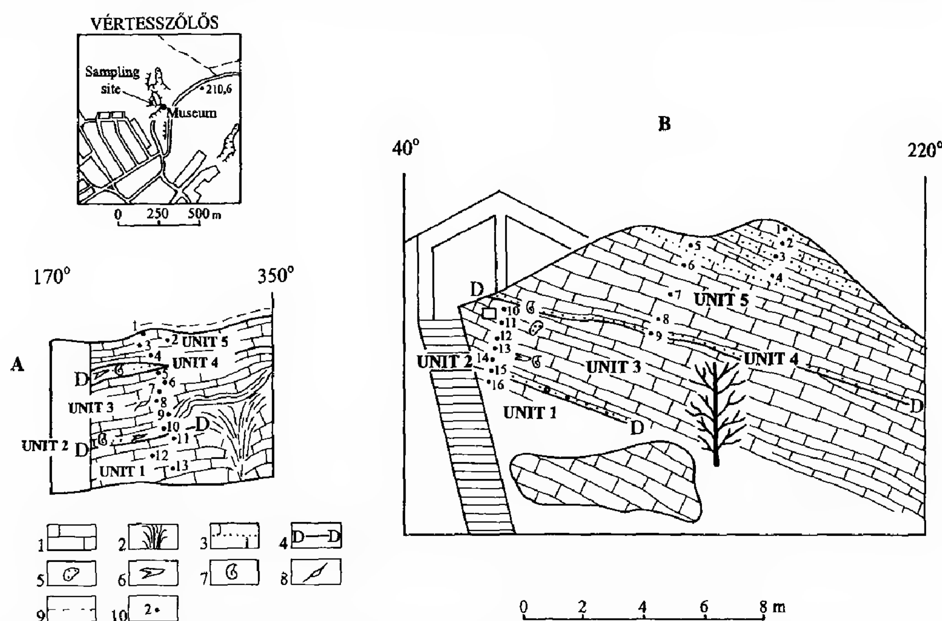


Fig. 14 Lithological profile of the travertine deposit at Vértesszőlős (A = profile of the "Lorelei stone" B = profile of the step) (KORPÁS 2003b). 1 Travertine, 2 Spring throat with laminated travertine, 3 Fine sand, 4 Discontinuty surface, 5 Place of occurrence of the os occiput, 6 Other Os remnant, 7 Gastropod remnants, 8 Leaf print, 9 "Culture layer No 3", 10 Place of sample

14. ábra. A vértesszőlősi travertínó lelőhely litológiai szelvénye (A = „Lorelei" szikla, B = Lépcsőfeljáró szelvénye) (KORPÁS 2003b). 1. Mészkő, 2. Forráskürtő laminált mészkővel, 3. Finomszemű homok, 4. Diszkontinuitási felszín, 5. Tarkócsont lelőhely, 6. Egyéb csontmaradvány, 7. Csigamaradvány, 8. Levéllenyomat, 9. „3. számú kultúrréteg", 10. Mintavételi hely

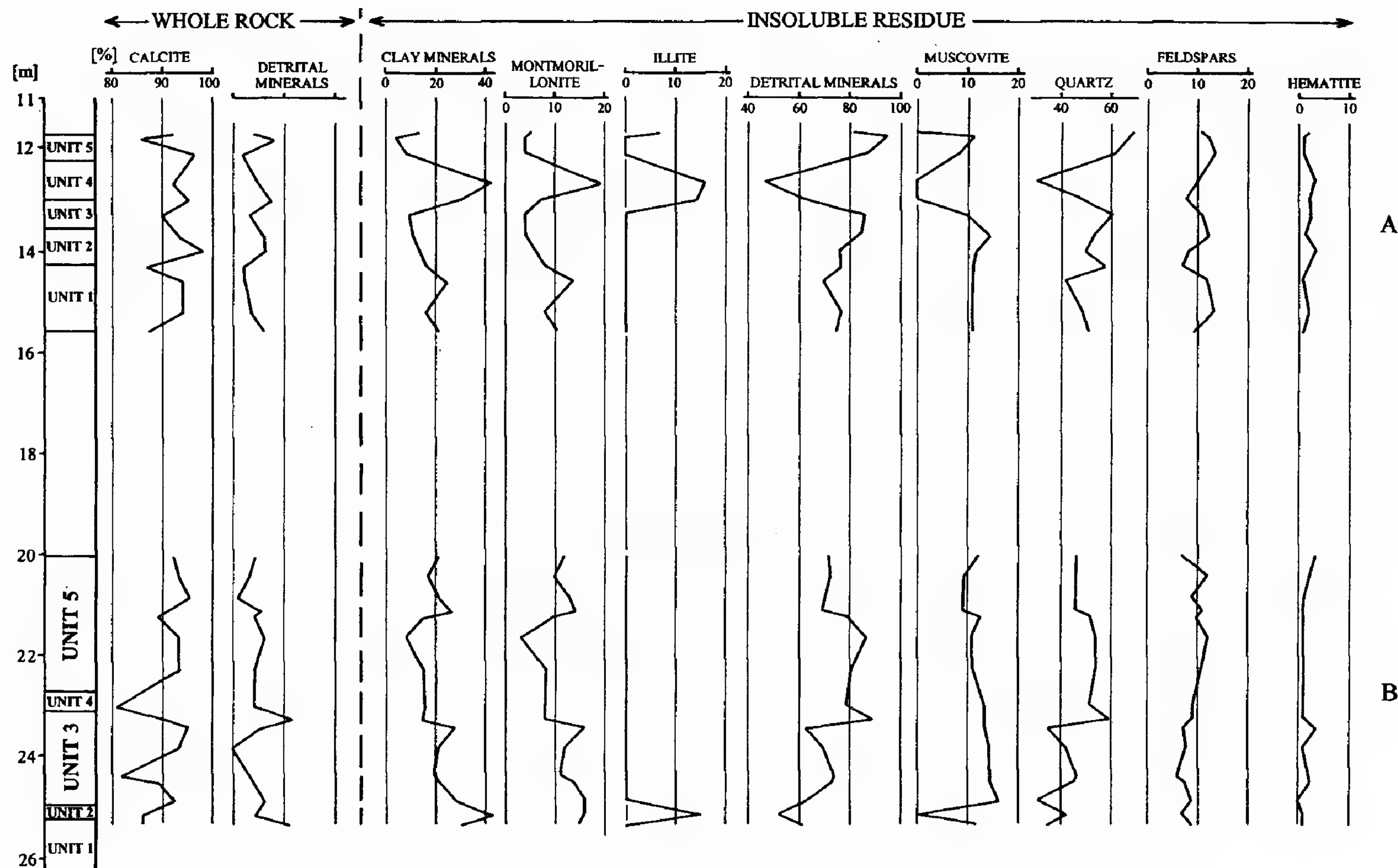


Fig. 15 Mineralogical composition of the travertine from Vértesszőlős

15. ábra. A vértesszőlősi travertínó szelvényének ásványos összetétele

mol% incorporation of $MgCO_3$ into the crystal lattice of the calcite can be detected in only a few cases (Vértesszőlős, Les Hill, Süttő: Diós valley).

The carbonate mineral of the interbedded calc mud and palaeosol horizons is dominantly calcite as well; however, its amount is much smaller.

Dolomite appears rarely and then only in small amounts (Dunaalmás–1). The exception is the calcarenite horizons of the Tata place of occurrence, where it appears in all of the samples (3–7%).

Occasionally in some samples (Budakalász, Süttő: Diós valley) aragonite has been detected (maximum 9%). The composition of the clay minerals is relatively simple. Characteristic minerals are montmorillonite, a randomly mixed layer structure of illite/montmorillonite, illite and kaolinite. In the original samples the amount of clay minerals does not exceed 10%, except in the palaeosol horizons (Castle Hill, Budakalász, Dunaalmás–1). In the insoluble residue the concentration of clay minerals is regularly low in the samples from Les Hill (<10%) and Dunaalmás–2 (<20%). In the investigated travertines the montmorillonite is usually dominant, with lesser or greater amounts of illite-montmorillonite and illite. At some places (Budakalász, Dunaalmás, Les Hill) the amount of illite is greater than that of montmorillonite. A higher kaolinite concentration is characteristic for the palaeosol horizons of Budakalász (maximum 19%) and Castle Hill (13–19%).

The clay mineral composition in the <5 μ fraction of the palaeosol horizons is determined by montmorillonite containing Ca in its interlayer spaces; it also contains especially Fe in the octahedral positions and it shows a very good swelling character in the course of treatment with ethylene-glycol. Its dehydroxilation temperature is 530–550 °C. Poorly-ordered 1 Md-type kaolinite also appears in small amounts. It displays few lines in the XRD patterns, exhibits a low Hinkley index, and during heating its reflections disappear at 490 °C. Its

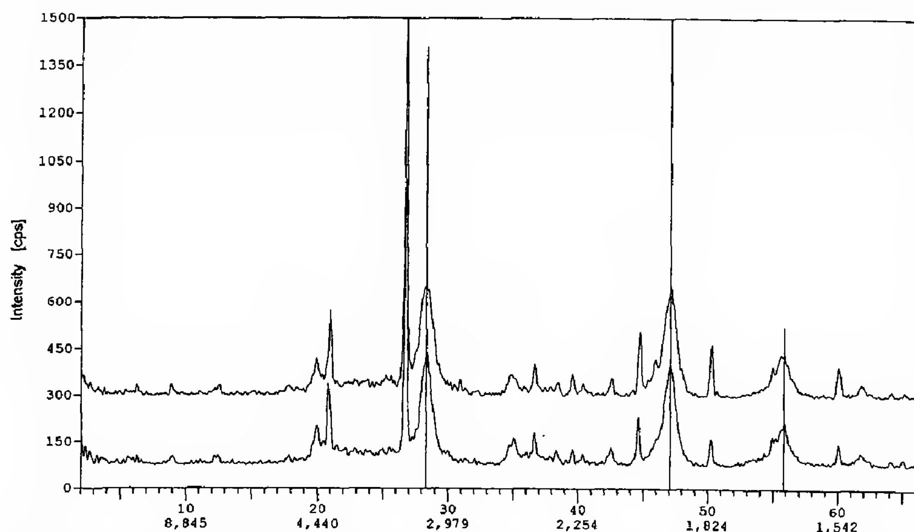


Fig. 16 XRD patterns of samples containing fluorite (Budakalász 3.45 m, Süttő: Diós-valley 13.10 m)

16. ábra. Fluorittartalmú minták (Budakalász 3,45 m, Diós-völgy, Süttő 13,10 m) röntgendifraktogramjai

dehydroxilation temperature is low (549–564 °C) and it also demonstrates a low activation energy level (72–100 joule/mol).

Among the investigated formations travertines contain smaller, while the interbedded sandy beds contain greater quantities of detrital minerals. These are quartz, muscovite, chlorite, potassium feldspar, plagioclase, amphibole and – based on heavy mineral investigations (KOVÁCS 1995) – ilmenite, rutile, tourmaline, garnet, pyroxene, magnetite, biotite, zircon, and metamorphic lithoclasts. These minerals dominantly have their origins from metamorphic rocks.

Among ferrous minerals haematite is the dominant one. It usually has a low concentration in most of the places (<3%). Higher values (>4%) were detected at profiles in Budakalász (maximum 10%), Vértesszőlős and Süttő: Új Haraszt. A haematite seems to be slightly weathered. Goethite was rather frequent in the investigated samples. Its amount is regularly less than 1%; greater amounts (2–8%) were detected in samples from Les Hill, Budakalász and Süttő: Diós valley. Pyrite is a rather rare mineral; it cannot be detected – or only in traces – in most of the samples. It is found in larger quantities (1–3%) in some samples of the Dunaalmás–1, Dunaalmás–2, Vértesszőlős and the Süttő: Diós valley. In the samples from Les Hill a small amount (in traces–2%) of magnetite and maghaemite has been detected. At the brown palaeosol horizon of the Castle Hill ferrihydrite was detectable.

The amount of gypsum which occasionally appears never exceeds 1%. Zeolite was detected in few samples (Castle Hill, Vértesszőlős) and but only in small amounts (0–2%).

The hydrothermal minerals appearing mainly in the insoluble residue (like fluorite, barite and Mn-bearing dolomite) form an independent group. These minerals were detected in only five of the studied profiles. Fluorite is a frequent mineral (maximum 19%) and appears in samples from the profiles of Budakalász, the Süttő: Diós valley and Süttő: Haraszti (*Fig 16*). Barite was detected in a larger amount (maximum 24%) at the lower level of the profile of Castle Hill and appears (0–1%) in some samples from the profile on Les Hill (*Fig 17*).

In the insoluble residue of the sample taken from a depth of 14.9 m in the Süttő: Diós valley profile, beside the dolomite the existence of a dolomite with Mn incorporation similar to the kutnahorite has been detected. Its chemical form has been worked out as $[Ca_{0.5}(Mg_{0.38}Mn_{0.12})CO_3]$.

Conclusions

Describing the characteristics of the travertines, based on mineral investigations, we can conclude that in most cases the carbonate phase of the travertines is the stoechiometric calcite. The appearance of dolomite in the calcarenite from Tata may be due to clastic transportation.

The travertines are usually composed of pure Mg-free calcite. Among the other autigenous minerals, haematite, barite, fluorite etc. were occasionally detectable.

The carbonate precipitation was not continuous and the investigations indicated that it was interrupted occasionally by the material transport of fluvial flooding events and temporary soil-forming periods.

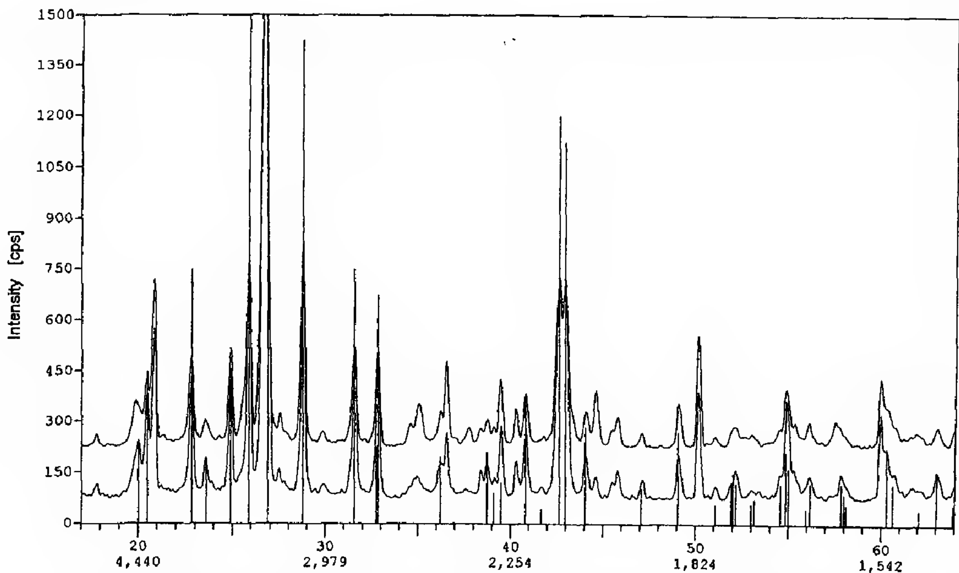


Fig. 17 XRD patterns of samples containing barite (Castle Hill, Buda 7.50 and 8.55 m)

17. ábra. Barittartalmú minták (Buda, Vár-hegy 7,50 és 8,55 m) röntgendiffraktogramjai

The material of the accessory extraclasts is dominantly made up of quartz, feldspar, muscovite and chlorite while the small amount of the clay minerals is represented by illite, montmorillonite and kaolinite.

Travertines from Dunaalmás are much more "contaminated" in comparison with those from other places. This is clearly shown by the extreme lithological variability and high proportion of the insoluble material in the case of the Dunaalmás–1 profile. Travertines from the Dunaalmás–2 profile have a higher carbonate concentration.

The travertine deposits in the different places were produced by precipitations at different temperatures. This is indicated by the stable isotopic data (FÖLDVÁRI et al. 2003). In the travertine samples of some places hydrothermal minerals (fluorite, barite, Mn-bearing dolomite) were identified. The crystallization point of these minerals based on published data, is between 20–80 °C and so it is definitely below 100 °C. The minerals in question have been associated with the carbonates precipitated at a higher temperature. This was also confirmed by the corrected decomposition temperature investigations of the carbonate, based on thermal analyses. In the carbonate depositions formed at a lower temperature similar minerals have not been detected.

These minerals (fluorite, barite, Mn-bearing dolomite) were precipitated at a higher temperature from hydrothermal solutions.

In Hungary hydrothermal fluorite which developed at a low temperature can be found in Buda in the fractures of the Buda Marl Formation on the Gellért Hill and in the cavities of the Eocene limestones on the Martinovics Hill. The barite in the fractures of the limestones around Buda and which is connected with calcite was precipitated also from thermal springs (KOCH et al. 1967).

According to the calculated values based on the F content of thermal waters from Budapest, in the deeper thermal wells No II on the Margitsziget and No I and II in the Városliget, fluorite wasn precipitated from the water at around 70–80 °C. In the case of the less deep thermal wells No I and III on the Margitsziget, and the Szabadság open-air pool, and of the éke and Lukács, Császár baths it was precipitated at around 25–50 °C. In the springs of the Árpád and Római baths in Óbuda, as well in those of the Csillaghegy and Pünkösd baths, the precipitation took place at around 10–25 °C (Alföldi et al. 1968).

On the walls of the thermal wells in Bükfürdő bath, from the deep thermal waters – the temperature of which is 70 °C – pure barite has been precipitated even quite recently (own investigations).

In the mineral composition of shallow water travertine complexes from British Columbia, besides the calcite aragonite, fluorite, barite and sulphur can be seen the formation temperature; this is regularly lower than 100 °C (Hora 1996).

The appearance of a small amount of detrital minerals illustrated that clastic material transport took place simultaneously with carbonate precipitation.

Characteristic minerals of the palaeosol horizons were produced by autochtonous weathering processes. In their composition the montmorillonite and illite are dominant thus indicating cool and humid palaeoconditions. Based on the quantity of the clay minerals, during their formation palaeoclimatic conditions with temperatures of 15–20 °C and precipitation of about 250–500 mm/year can be postulated (Singer 1980).

The existing ferrihydrite could have originated as a secondary phase from Fe^{3+} containing solutions relieved from Fe (in which there primer minerals) under pH > 4.5 conditions. Usually it can be regarded as a young formation of humid soils which frequently can be precipitated equally from cold and hot waters. Based on the literature (MacKenzie 1970), the formation of ferrihydrite is determined by the pH and temperature conditions of the suspension. The exothermal reactions appearing between 300–325 °C on the thermal curves of the investigated samples show similarities with the curve of the synthetic ferrihydrite produced within pH=5 and T=17 °C conditions.

References

Alföldi L., Bélteky L., Bocker T., Horváth J., Kessler H., Korim K., Oravecz J. & Szalontai G. 1968: Budapest hévízei (Thermal springs of Budapest). – Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest, p. 365 (In Hungarian).

Bajnóczy, B., Demény, A. & Korpás, L. 2003: Stable isotope study in a weakly developed paleosol horizon in the Quaternary Vár-hegy travertine (Budapest, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 149–160.

Balogh A. 1982: Néhány magyarországi hévíz szilárd kiválási termékének ásványtani és geokémiai vizsgálata (Mineralogy and geochemistry of solid precipitation-phases of some thermal wells in Hungary). – *Hidrológiai Közlöny* **7**, 312–318 (In Hungarian).

Földvári, M., Berner, Zs. & Stüben, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda–Vár-hegy, Budakalász, Szomód–Les-hegy). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 195–204.

Hora, Z. D. 1996: Travertine. – In: Lefebure, D. V. & Hőy, T. (Eds): Selected British Columbia Mineral Deposit profiles, Vol. 2 – Metallic Deposits, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996–13, 29–30.

KELE, S., VASELLI O., SZABÓ, CS. & MINISSALE, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts., Hungary) – *Acta Mineralogica-Petrographica* **46/2**, Szeged, 161–175.

KOCH S., SZTRÓKAY K. I. & GRASSELY Gy. 1967: Ásványtan (Mineralogy). – Tankönyvkiadó, Budapest, 936 p. (In Hungarian).

KORPÁS, L. 1998: Paleokarst, Studies in Hungary. – Special Issue of Geological Institute of Hungary, 139 p.

KORPÁS, L. 2003a: Basic pattern of Quaternary travertine. A review with special regard to the Hungarian deposits. – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 131–148.

KORPÁS L. 2003b: Édesvízi mészkövek: új szedimentológiai modell és kronológia (Chronology and new sedimentological model of travertine). – (OTKA zárójelentés 1999–2002) MÁFI, 21p. (In Hungarian).

KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STÜBEN, D. & BERNER, Zs. 2003a: Genetic models of Quaternary travertines. Integrated case study from Hungary. – V Congreso de Geologia y Mineria, Geologia del Cuaternario, Geomorfologia y Carso. Memorias Geomin 2003, 24–28 Marzo, La Habana – Cuba.

KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M., FÖLDVÁRI M., KORDOS L., KROLOPP E., STUBEN D., BERNER Zs. 2003b: A Budai Vár-hegy édesvízi mészkövének szedimentológiája, geokémiája, kronológiája és paleokarszt fejlődése (Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst–evolution of travertines of Vár Hill in Buda). – *Karsztfejlődés* **V**, , 81-105, Szombathely (In Hungarian).

KOVÁCS A. 1995: A budakalászi édesvízi mészkő képződési környezetének rekonstrukciója (Reconstruction of genetical environment of travertines from Budakalász). – Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 103 p. (In Hungarian).

KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER Gy., DÉNES Gy., KORDOS L., SKOFLEK I. & JÁNOSSY D. 1976: A budai Vár-hegy negyedkori képződményei (Quaternary formations of Castle Hill in Buda). – *Földtani Közlöny* **106/3**, 193–228. (In Hungarian).

MACKENZIE, R. C. 1970: Differential Thermal Analysis Vol. 1 – Academic Press London, 775 p.

MIHÁLYI-LÁNYI, I. 1964: Sedimentpetrographische Untersuchungen. – In: VÉRTES, L. (Ed.): Tata eine mittelpaläolitische travertin-Siedlung in Ungarn. Akadémiai Kiadó, Budapest, 37–42.

OPAUSZKY, L., MATUS, L., LUKÁCS, I. & KISS I. 1964: Die Bestimmung der Paläotemperatur durch messung des O^{18}/O^{16} Isotopenverhältnisses von Karbonaten. – In: VÉRTES, L. (Ed.) Tata eine mittelpaläolitische travertin–Siedlung in Ungarn. Akadémiai Kiadó, Budapest, 19–29.

RÓZSAVÖLGYI J. 1964: Die mineralogische Untersuchung der Bohrkerne. – In: VÉRTES, L. (Ed.) Tata eine mittelpaläolitische travertin-Siedlung in Ungarn. Akadémiai Kiadó, Budapest, 31–36.

SINGER, A. 1980: The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. – *Earth-Science Reviews*, **15** (1979/1980), 303–326, Amsterdam.

SZÖŐR Gy., BALÁZS É., SÜMEGI P., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. & HERTELENDI E. 1992: A magyarországi édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópkémiai elemzése fáciestani és rétegtani értékeléssel (Thermoanalytical and isotope-geochemical study of the travertines in Hungary with facies and stratigraphical evaluation). – In: SZÖŐR Gy. (Ed.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások (Research studies on facies, palaeobiogeochemistry and palaeoecology). Debrecen, 93–107. (In Hungarian).

VITÁLIS Gy. & HEGYI I. 1982: Adatok a Budapest térségi édesvízi mészkövek genetikájához (Data to genesis of travertine in the surroundings of Budapest). – *Hidrológiai Közlöny* **2**, 73–84. (In Hungarian).

Kézirat beérkezett: 2004. 04. 02.

Földtani Közlöny 134/4, 589–600. (2004) Budapest

Kolozsvár építésföldtani sajátosságairól

Engineering geology of Cluj-Napoca

TÖVISSINÉ LOSONCZI Ibolya[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak: építés-földtan, vízföldtan, rétegtan, alapozás, Kolozsvár
Keywords: engineering geology, hydrogeology, stratigraphy, foundation, Cluj-Napoca

Abstract

Based on the author's own – nearly 30 years-long – experience and on earlier Romanian publications, the engineering geological conditions of the city of Cluj-Napoca (Transylvania, Romania) are described. The municipal area of Cluj-Napoca is located in the boundary zone between the Transylvanian Basin and the foot of the Gilău mountain-range. The valleys of the Somesul Mic and Nadăs rivers respect the W–E direction of the main tectonic lines of the urban area. The study also characteruses briefly the features of physical geography, climate, hydrography and hydrogeology.

The stratigraphy of the territory includes Eocene, Oligocene, Miocene and Quaternary sedimentary formations. These are built of rock types, such as multicoloured clay, limestone, marl, tuffs of the acid volcanism, rock salt, sandstone and the alluvial sandy gravelly strata of the streams. The youngest marine formation is the typical concretion-bearing sandstone of the Sarmatian Feleac Formation. Typical geomorphological phenomena are river terraces, extended landslide areas and torrential debris cones on the hill slopes. On the otherwise stable slopes, the swelling clay minerals may cause serious damage when they come into contact with water. The alluvial plains are partly covered by organic marsh-ground and peat. Historical downtown areas are underlain by thick layers of debris of former urban settlements.

Based on the properties described, the municipal area has been subdivided into five engineering-geological zones (see *Fig. 1*), each of which represents special provisions for the foundations of buildings and construction activity.

Összefoglalás

A cikk a korábbi román publikációk és a szerző közel 30 éves saját szakmai tapasztalata alapján Kolozsvár építésföldtani sajátosságait foglalja össze. Kolozsvár város területe az Erdélyi-medence és a Gyalui-havasok hegylábi területének találkozásánál helyezkedik el. A Kis-Szamos és a Nádas-patak közel Ny–K-i irányú völgyeit a város területére jellemző fő tektonikai irány határozza meg. A cikk röviden jellemzi a természeti földrajzi, éghajlati, vízrajzi és vízföldtani adottságokat.

A város területén eocén, oligocén, miocén és negyedidőszaki üledékes képződményeket találunk. A fő kőzettípusok: tarkaagyag, mészkő, márga, savanyú tufa, kősó és homokkő, valamint kavicsos-homokos patakhordalék. Az utolsó tengeri képződmény a szarmata emeletbeli Feleki Formáció tipikus konkréciós homokköve. Jellegzetes geomorfológiai jelenségek a folyóteraszok, a kiterjedt csúszásos területek és a vízmosások törmelékkúpjai a domboldalakon. A völgysíkokon helyenként szerves anyagban dús mocsári üledék és tőzeg is van. A történelmi belváros területén vastag törmelékes kultúrréteg halmozódott fel a korábbi települések romjaiból.

A város területét az ismertetett tulajdonságok alapján öt építésföldtani körzetre osztottuk (lásd az *1. ábrát*). Ezek mindegyikében más-más követelményeket kell betartani az épületek alapozása és az építési tevékenység során.

[1]Kolozsvár (Cluj-Napoca) Str. pasteur, ap. 36, RO–4000349, Románia

Bevezetés

A város területének építésföldtani elemzése és a feltárt adatok térképen való összegzése rendkívül idő- és munkaigényes folyamat eredménye (a pénzügyi vonatkozásokat nem is említve).

A térkép elkészítésének hátteréről néhány szóban azt kell kiemelni, hogy az közel 35 éves folyamatos csapatmunka eredménye. A megszűnt politikai- és gazdasági rendszer (országunkban, de a térségünk más hasonló rendszerű országaiban is) a lakásépítés és területfejlesztés nagyon is vitatható gyakorlatával szükségessé tette az épületegyüttesek, lakónegyedek helyének építésföldtani vizsgálatát. A vizsgálati módszerek a szovjet szabványrendszeren alapultak, de az intézményes keret, ami az említett 30–35 éves folyamatos kutatást lehetővé tette, ugyanakkor az egységes adatfeldolgozásnak is a forrása lett.

A legteljesebb és egyben az utolsó adatösszegzés 1985-ben, a Kolozsvári Kutató- és Tervező Intézet (románul I. C. P.) geotechnikai osztályán készült és ez képezi az itt bemutatott összegző térkép (*1. ábra*) alapját is. Statisztikai érdekesség, hogy számtalan helyszíni vizsgálat mellett közel háromezer fúrás, vagy kutatóárok 30 ezer méteréből vett 25–30 ezer talaj- és kőzetminta laboratóriumi elemzése és a talajvizek vegyi elemzése szolgáltatta az alapját az elvégzett összegzésnek, amelynek főbb eredményeit már korábban román nyelven publikáltuk (Pop et al. 1979; Clichici et al. 1990). Ebben a cikkben magyar nyelven foglalom össze a legfontosabb eredményeket felhasználva saját kéziratos jelentéseimet is, amelyek e tárgykörben közel három évtized alatt készültek (Tövissi 1960–1989).

A város területének természeti adottságai

Földrajzi helyzet

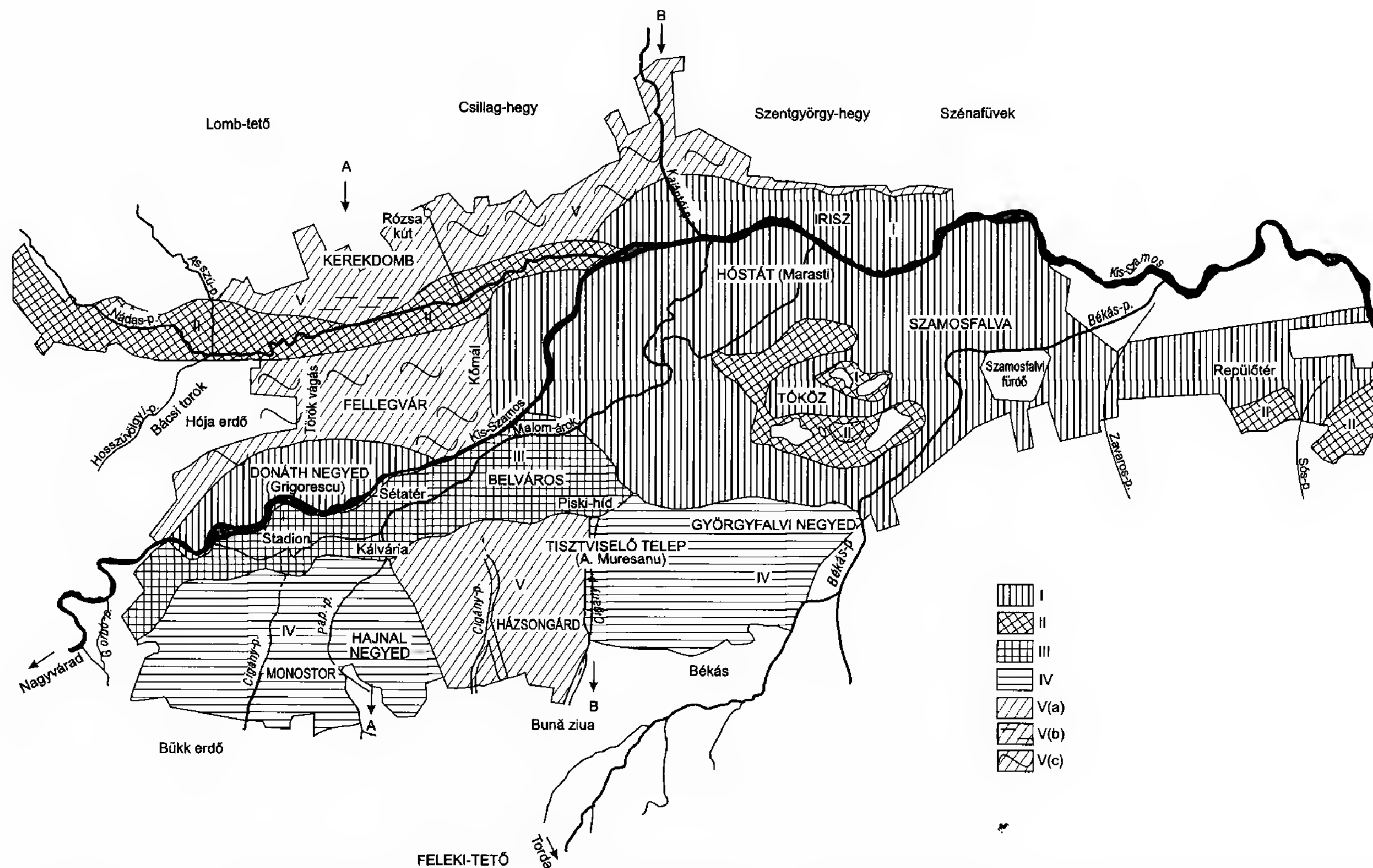
Kolozsvár az Erdélyi-medence és a Gyalui-havasok hegylábi területének találkozásánál, a Kis-Szamos völgye mentén fejlődött ki.

A város nyugat-keleti irányban 12–14 km hosszúságú és a völgyet szegélyező dombokra kúszva észak-déli irányban 5–6 km szélességű, 80 km^2-nyi területen települt.

A Kis-Szamos és a Nádas-patak völgysíkja 320–350 m tengerszint feletti magasságban, míg a két völgy között húzódó Hója–Fellegvári vízválasztó 420–500 méter magasságban helyezkedik el. A völgysíkokat északról a Lomb-hegy, Csillag-hegy, Szent György-hegy, Szénafüvek 500-600 m magas vonulatának lejtői, a déli oldalon a Bükk-erdő, Feleki-tető, a Békás enyhén hullámzó magasságú, 500–700 méteres vonulata keretezi.

Éghajlati jellemzők

A Gyalui-havasok közelsége, a folyóvölgyek nyugat-keleti iránya és a területet három oldalról, nyugat, észak és dél felől körülvevő dombvonulat olyan környezeti tényezők, amelyek meghatározzák a város sajátos éghajlati adottságait. Az



1. ábra. Kolozsvár építésföldtani körzetei. Kb. 1: 75 000. Jelmagyarázat: I. völgyi síkság, II. völgyi síkság iszapos rétegekkel, III. vastag mesterséges feltöltéssel, törmelékkel fedett terület, IV. stabil lejtős terület, V(a) különleges rendeltetésű körzetek,V(b) mocsaras területek, V(c) csúszásos lejtők, A—A, B—B: geotechnikai szelvények nyomvonala

Fig. 1 Engineering geological zones of Cluj-Napoca. About 1:75 000. Legend: I alluvial plain, II alluvial plain with silty beds, III area covered by thick landfill and debris of historical settlements, IV stable slopes, V(a) districts of particular use, V(b) swamps, V(c) sliding slopes. A—A, B—B: Traces of geotechnical profiles

évi középhőmérséklet +8 °C, a napsugárzás évi átlaga 900 cal/cm^2, a legfelhőtlenebb időszak március és szeptember. Az uralkodó szélirány északnyugati, illetve nyugati. Az éjszakai lehűlés és a hideg levegő völgyek mentén való lekúszása gyakran hőmérsékleti inverziót okoz (a városközpontban és a völgyek mentén alacsonyabb a hőmérséklet, mint a domboldalakon). A levegő relatív nedvességtartalma a legalacsonyabb júliusban (65%), legmagasabb januárban (85%). A fagyos időszak a Kis-Szamos völgyében gyakran már október elején jelentkezik, de novemberben már rendszeressé válik. A csapadék évi átlaga nagyon változó, 540–630 mm között ingadozik. A zivatarok, felhőszakadások is gyakoriak, amelyek a város lejtős területein és utcáiban is nagy károkat okoznak.

Domborzati és vízrajzi adottságok

A város területén a legfontosabb vízfolyás a Kis-Szamos és ennek legjelentősebb, baloldali mellékága a Nádas-patak. Mindkettő folyási iránya az itt jelentkező törésvonalakkal megegyező, nyugat–keleti irányú. A két fő völgyet szegélyező dombok lejtői teraszosak, ami építésföldtani szempontból rendkívül fontos tényező. A déli kitettségű lejtők felszínét állandó és időszakos vízmosások szabdalják, és jelentős hordalékkúpokat raknak le a lejtők lábánál. A lejtők meredeksége a földtani felépítés, a rétegzettség és a rétegdőlés következtében rendkívül változatos.

A Kis-Szamost jobboldalról, délről szegélyező Monostori-, Házsongárdi-, Györgyfalvi-negyed lejtői enyhe, 3–5 fokos dőlésűek, északról a Kerekdomb, Csillag-hegy, Szent György-hegy szintén enyhe dőlésű lejtőkkel szegélyezi a Nádas és Szamos völgyét. A Hója vízválasztó vonulata déli, meredek 25–30 fokos lejtőivel, a sziklás, omlásos Fellegvár-oldal 45 fokos festői meredek falával a Kőmál-oldalig nyúlik. Ennek a vonulatnak az északra néző, Nádas-patakot követő lejtői valamivel szelídebbek, 15–20 fokos dőléssel számtalan vizenyős, csúszásos, suvadásos területet rejtenek.

A város területén a fő vízfolyás mellékpatakjai helyenként erősen vízmosásos jellegűek. A Nádas-patak vizét a Lombi-oldalról az Asszú-patak, a Hója felől a Bácsi-torok szurdokát átvágó Hosszúvölgyi-patak gyarapítja. Jelentős még a baloldalon a Papfalvi-patak és a Kajántói-patak is, ez utóbbi már a Kis-Szamosba torkollik, ennek vízjárása igen szeszélyes.

A fővölgy jobboldali lejtőjéről számos patak torkollik a Kis-Szamosba. Nyugati irányból haladva a Bükk-erdőben eredő Pap-pataka a Kálvária-dombot megkerülve már csatornába szorítottan éri el a Malom-árkot. Cigány-patak néven több vadpatak (torrens) jellegű vízmosást tartunk számon. A legnyugatabbra eső ág a monostori-negyedi nevezetes Kalános utcával párhuzamos, jórészt csatornázott vagy befedett árok. Kelet felé haladva a házsongárdi lejtőt két rövid ágú torrens szabdalja, amely egybekapcsolódva és felvéve a hajnal-negyedi lakótelep csatornázatlan részeinek szennyvizét a botanikus kerten áthaladva áldatlan levegő- és vízszennyezést okoz, mielőtt elnyelné a Malom-árokba vezető csatorna. A „Bună ziua”-nál eredő, szintén Cigány-pataknak nevezett árok időszakos vízfolyás a Tisztviselő-telepen (az Andrei Mureşanu-negyeden) keresztül a Piski-hídnál jut be a felszín alatti csatornarendszerbe.

A Feleki-oldalról eredő Békás-patak tekintélyes, 10 km hosszúságú és 500–700 m szélességű völggyel, a szamosfalvi fürdőtelepet megkerülve, helyenként szabályozva jut a Kis-Szamosba. Szamosfalva közelében a Zavaros-, illetve a Sós-patak zárja a folyó jobboldalán lévő vízfolyások sorát.

Ezek a vízfolyások, árkok a hirtelen hóolvadások, vagy erőteljes záporok alkalmával kilépnek medrükből és jelentős hordaléktömeget és vízmennyiséget zúdítanak az útjukba eső területekre.

A város területén sajnos nem jelentős kiterjedésű, de a városkép szempontjából fontos és jobb sorsra érdemes tavak vannak. A várost ismerők közkedvelt mesterséges tava a sétatéri tó, amit egy lefűzött Szamos-kanyarulatból képeztek ki a XIX. század második felében. A város keleti, Tóköznek nevezett részén szintén elhagyott Szamos-meder kanyarulatok helyén három egymáshoz kapcsolódó, elmocsarasodott állóvízből alakítottak ki egyet, amelyet üdülőtelepként hasznosítanak. A tavak között terjedelemben és jelentőségben vezet a szamosfalvi gyógyfürdő radioaktív sós vize, amely remélhetőleg a jövőben elnyeri méltó kiépítését és hasznosítását.

Felszín alatti vizek

A felszín alatti vizek a völgyi síkságokon és a mederhez közel eső teraszokon összefüggő talajvízszintet alkotnak, átszőve a szétterülő hordalékkúpok üledékeit is. A majdnem összefüggő talajvízréteg megjelenési mélysége időszakonként változik, általában 3–5 méter mélységben található. A lejtők víztartó rétegeiben, azok vízáteresztő tulajdonságainak függvényében, sok helyen jelentős mennyiségű szivárgó vízzel, vízerekkel, víztömlőkkel kell számolni. Ezek feltárásához jelentős segítséget nyújtanak a beépített területeken lévő alagsorok, pincék, illetve a kertes, vagy szabadon hagyott területeken még meglévő források és kutak.

A talajvizek laboratóriumi vizsgálata (VLAD & MAN 1979) az érvényben lévő építési szabályok alapján, sok helyen a betonra káros kémiai tulajdonságokat mutatott ki. Ezek az agresszivitás típusok:

- a víz savassága, ha a pH értéke 5,8-nál kisebb,
- jelentős (250 mg/l fölötti) szulfátion-koncentráció,
- a betonozást károsító mértékű lúgosság (alkalinitás),
- agresszív szénsav jelenléte.

A talajvizek kémiai összetétele függ a vízáteresztő, vagy a vizet tároló rétegek vegyi összetételétől, valamint lakott területeken az elszikkasztott víz összetételétől, a bemosódó szennyező anyagoktól. Az előírt szabványok szigorú betartásával a talajba ágyazott betonépítmények, alapozások (speciális cement vagy más adalékok használatával, szigeteléssel) megóvhatók a vízagresszivitás hatásától.

Földtani–tektonikai adottságok

Kolozsvár és környéke rétegtanának alapjait KOCH Antal (1884) munkája rakta le. A város földtani felépítésének újabb összefoglalását MÉSZÁROS & CLICHICI (1988) cikkében találhatjuk meg.

A Kolozsvár aljzataként szolgáló üledékes kőzetek monoklinális dőlésűek, 6–8 fokos dőléssel az Erdélyi-medence belseje felé lejtenek.

A kutatások kainozoos rétegeket tártak fel. A rétegsor megismeréséhez a természetes feltárások mellett a fúrások anyagának feldolgozása is nagymértékben hozzájárult. A kainozoos rétegek folytonosságát számtalan törésvonal és vető töri meg. Ezek mentén találjuk a fő vízfolyásokat, és ezek okozzák a Kis-Szamos bal partját alkotó kuesztás rétegfejek kiemelkedését a Hója–Fellegvár vonulatán.

Kainozoikum

A kainozoikum három nagy egységének üledékes kőzeteit különíthetjük el.

A legalsó szint eocén korú rétegei: a Kapusi Formációcsoport (alsó durva mészkő) és a Martonosi Márga Formáció (márgás homok) a Kis-Szamos fenesi szakaszán, a város területén kívül, a Bongár-patak beömlésénél, míg a Nádasmenti Tarkaagyag Formáció (felső tarkaagyag) szintén a nyugati peremsávban, a Gorbó-patak feltárásaiban mutatkozik a felszínen. A rétegsor folytatásában a Kolozsvári Mészkő Formáció (felső durva mészkő) feltárásai a Bácsi-torokban, a Kis-Szamos gátjánál és a monostori Kopasz-dombon vannak. Ennek a kornak a záró, legfiatalabb rétegei a *Nummulites fabiani* tartalmú szint és a mohaállatos (bryozoás) Berédi Márga Formáció, a város területén a Sportpark és a stadionközeli Szamos feltárásaiban találhatók.

A középső-oligocénból a következő rétegeket írták le: a Hójai Mészkő Formáció néven ismert mészkő a nevezett domboldal lejtőin bukkan a felszínre. A Danki és Kővárytelepi Formációk kontinentális jellegű rétegei jól követhetők a törökvágási feltárásban. A lejtőoldalban régi, ma már elhagyott homokbánya igazolja jelenlétüket.

A Fellegvári Formáció, (corbulás homokkő) törésvonalakkal, vetőkkel szabdalt rétegei a Donáth-szobornál és különösen a fellegvári sziklás, meredek lejtőkön, tájképi szempontból fontos szerepet játszanak a városkép kialakításában.

A középső-miocén, badeni emeletbeli rétegekről jelentős tömegű feltárás és fúrás anyaga tanúskodik, amelyekben homokos, konglomerátumos, zöld, tufabetelepülésekkel tarkított rétegösszletet találunk (Dési Tufa Formáció). A Désaknai Só Formáció (sós agyag) jelenléte Szamosfalva, valamint a Békás- és Sós-patakok völgye mentén meghatározó. Az itt található rétegek szerkezeti helyzetét jelentős mértékben befolyásolta az a sótömzs, amely a mélyből az ismert diapír-mozgással került a felszínre, és a fürdő ásványianyag és radioaktív tartalmú sós forrásait és tavát táplálja.

A felső-miocén szarmata emeletbeli Írisztelepi Márga és Feleki Homokkő Formáció rendkívül jelentős a várost körülvevő magas dombok: Felek, Lomb-, Csillag-, Szent György-hegy felépítésében. Márgás, homokos rétegeit téglagyártásra és más építőanyagként hasznosították. A feleki vonulat homokos rétegei, amelyek az alattuk lévő agyagos rétegeken lefolyva-csúszva, suvadáskaréjokban leszakadva a déli lejtőt szinte teljesen újraborították, sok helyen tartalmaznak „kőgombóc"-nak és „kőbabá"-nak nevezett konkréciókat.

Negyedidőszak, geomorfológia

A pliocén előtti, utolsó regresszió a felszínen hagyta az addig leülepedett rétegeket, amelyeken a pliocénben, majd a negyedidőszakban folyamatosan napjainkig a felszínt formáló folyamatok (erózió, csúszás, suvadás, folyami-ártéri üledéklerakódás, torrensek hordalékkúpjai, talajképződés) létrehozták a jelenlegi térszínt.

A jelenlegi felszíni formák és a felépítésükben résztvevő rétegek közül építésföldtani szempontból a legjelentősebbek a folyóvölgyi teraszok, a lejtőüledékek, valamint a mellékpatakok hordalékkúpjai. A teraszok beosztása „fellegvári" és „városi" teraszra éppen CHOLNOKY Jenő kolozsvári megfigyelésein alapul (CHOLNOKY 1925, 1937).

A város területén a Kis-Szamos hat terasz-szintet alakított ki. Ezek közül nyilván a legnagyobb kiterjedésű, a legkésőbben kialakult és a folyót a Nádas-patak beömléséig aszimmetrikusan követő az I. és II. számú terasz-szint. Ettől keletre a két terasz-szint egyenletesebb kiterjedésű. Ezeknek a Kis-Szamos völgytalp-szintjéhez viszonyított magassága 2–4 illetve 8–15 méter.

A III. és IV. számú terasz-szintek 20–25 és 40–45 méter viszonylagos magasságban jóval tagoltabban jelentkeznek, keveredve a lejtős tömegmozgások által lehordott törmelékkel és másodlagos agyagos-homokos lerakódásokkal. Jelentős kiterjedésben a Monostori-negyed egyes részein és a Borháncs-Györgyfalvi-negyedben, a botanikus kertben és a Házsongárd-oldal területein találhatók.

Az V. számú terasz-szint 60–75 méter viszonylagos magasságával a legjelentősebb formában a Fellegvár-tetőn jelentkezik. Töredezetten megtalálható a Házsongárd–Györgyfalvi-negyed magasabb szintjein is.

A legrégibb és legmagasabban fekvő a VI. számú terasz-szint, 80–85 méter magasságban, csupán töredékeiben található a Hajnal-negyed, „Bună Ziua", Törökvágás, Hója-erdő tetőszakaszain.

A mellékpatakok, torrensek, vízmosások és árkok által időnként lemosott és szétterített hordalékkúpok sok helyen takarják mind a folyami üledéksort, mind a lejtőtörmelékek litológiailag viszonylag egyenletesebb felszínét.

A várost szegélyező lejtők sok helyen teraszosak, de jelentős kiterjedésűek a váltakozó dőlésű, törmelékkel fedett területek is. A kevert rétegzettség és a lejtőket alkotó kőzetek vízáteresztő képességének nagy változatossága nagy területeken vizenyős, csúszásos felszínt hozott létre. Ilyenek a Hója–Fellegvár vonulat mindkét oldalán lévő lejtők egyes részei, a Rákóczi út, Törökvágás, Fellegvár-oldal, a Hója-erdő mögötti falumúzeum területe, a Lomb, a Kerekdomb, a Csillag-hegy és a Szent György-hegy nagy területei.

A fiatal (plesztocén és holocén) üledékek építésföldtani szempontból jelentős ásvány-kőzettani és műszaki jellemzői

A fiatal üledékek különböző genetikai típusai és a felszíni formák (megjelenési módok) között szoros összefüggés mutatkozik a város területén is (2. *ábra*). Ezen az alapon az alábbi csoportok hozhatók létre:

A) a Kis-Szamos és a Nádas-patak völgysíkjain levő folyami üledékek,

B) a lejtőket részben tagoló magasabb szintű teraszmaradványok, de leginkább a lejtőtörmelékkel borított felszínek,
C) a lejtőket felszabdaló torrensek, vízmosások völgytalpakon szétterülő hordalékkúpjai.

A) A völgyi síkságokon található üledékek nagy része általában nagy vastagságú, kavicsos-homokos összetételű folyami üledék, amelyben a szemcseösszetétel a következő határok között változik: durva kavics: 50–70%, homok: 10–40%, agyagos-iszapos kötőanyag: 3–10%.

A völgyi síkságok egy részén a folyami üledékek szemcseösszetétele nem ilyen kedvező, kisebb a kavicstartalom és több a homok és az agyagos, esetleg iszapos kötőanyag. Az ilyen jellegű üledékek számtalan változata található különösen a Nádas völgye mentén és a Tó-közi Szamos-teraszokon.

A völgysíkokon iszapos homokos, esetleg tőzeges rétegek is megjelenhetnek. Az iszapos kötőanyag mennyisége függvényében változik a rétegek szervesanyag tartalma: 3–5% az iszapos területeken és 5–10% a mocsári üledékekben. A 70–80% szervesanyag tartalmú tőzeg már az árterületeken vagy a lecsapolódott folyó- és patakmedrek mentén található, főleg a Nádas-patak síkján.

B) A domboldalakon található teraszfelszínek, vagy ezeknek a maradványai rendszerint jó állagú kavicsos-homokos összetételűek, viszonylag kevés kötőanyag tartalommal. A lejtős felszínű területek nagy többségét agyagos-márgás, vagy homokkal kevert, esetleg vegyes rétegzettségű kainozoos kőzetek és fiatal teraszüledékek alkotják. Ezek az agyagos rétegek mérsékelten képlékenyek, nagy kohéziójúak. Amennyiben az agyagásványok vízfelvevő képessége nem jelentős, ezek a rétegek igen kedvező épületalapozási feltételeket biztosítanak.

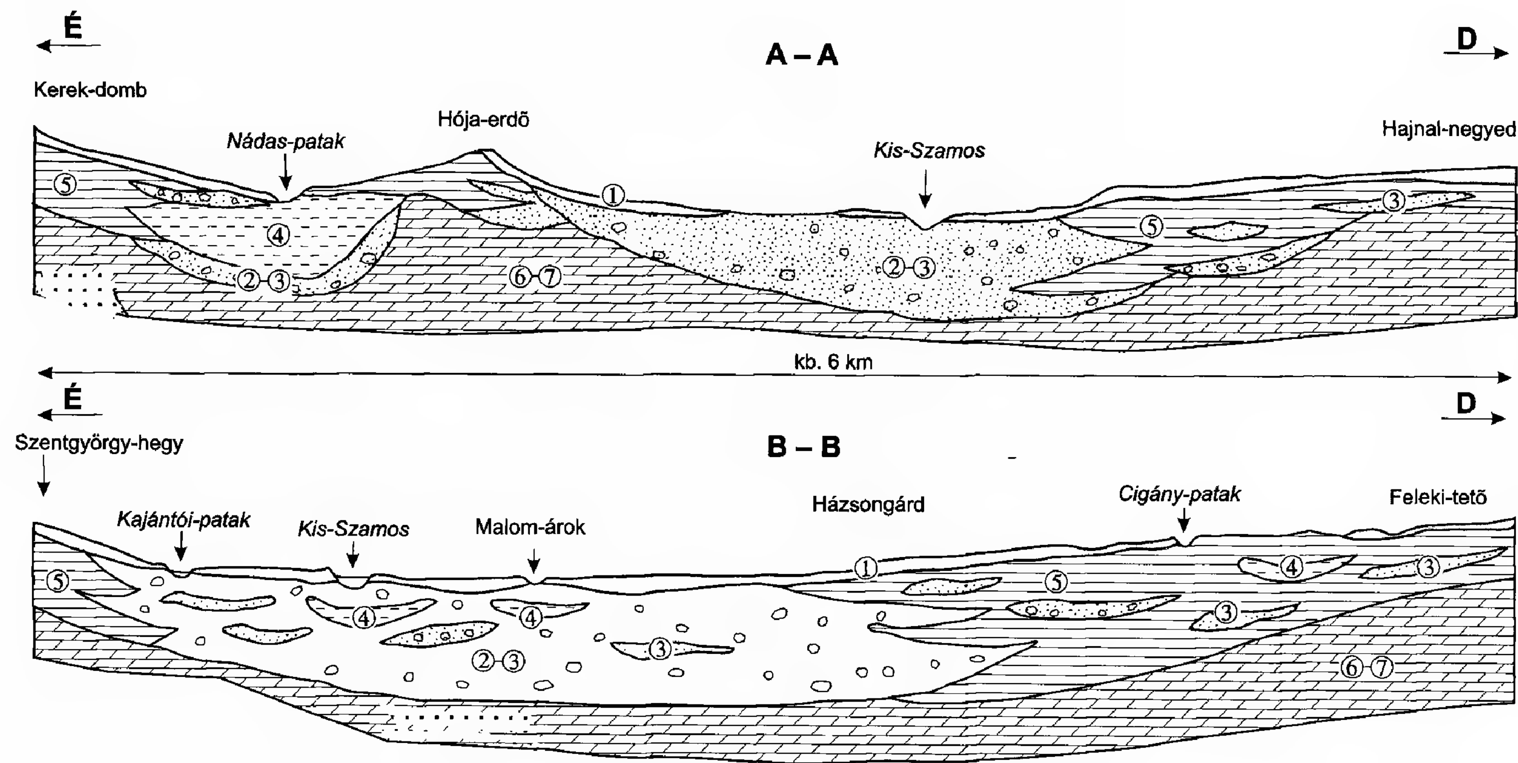
A lejtőket alkotó agyagos rétegek agyagásvány-tartalma meghatározó a lejtők stabilitása szempontjából. Az agyagásványok (illit, montmorillonit) jelenléte fokozza az agyagrétegek duzzadását. A beszivárgó víztől felduzzadó, majd száradás után összezsugorodó rétegek még a kevésbé lejtős területeken is (1–2 szintes magán-építményeknél) a falakon, alapokban repedéseket okozhatnak, ha nem megfelelő alapozási módokat alkalmaznak (Fellegvár, Kőmál-oldal, Monostor, Tisztviselő-telep, Kerekdomb, TREIBER et al. 1973). Ezekben a rétegekben kb. 2–3,5 m alá süllyesztett és vasbetonkoszorúval kialakított alapok alkalmazása kötelező.

C) A hordalékkúpok üledékanyaga rendszerint nagyon kevert összetételű, a jó állagú kavicsos vagy agyagos rétegeket laza, homokos iszaptartalmú, vagy iszapos sávok tarkítják. A fúrásszelvények sokasága bizonyítja, hogy ezeken a területeken a legváltozatosabb feltételek adódnak, amelyek jelentős alapozási gondokat okozhatnak (Cipariu-Piski-hídi terület, Széchenyi téri toronyház és csarnok).

Építésföldtani körzetek

A város területén nagy vonalakban két nagy körzetet különíthetünk el:
– a völgyi síkságok sávját és
– a várost körülvevő dombok lejtőit.

A már említett fúrásokból gyűjtött minták feldolgozása a fenti két nagy körzetet tovább tagolva öt olyan körzet kijelölését tette szükségessé, ahol a



2. *ábra.* Geotechnikai szelvények. Függőleges skála: kb. 1:5 000. Jelmagyarázat: 1. törmelék vagy talajtakaró, 2. kavics-durva kavics, homok, agyagos kötőanyaggal, 3. homok, 4. iszap (helyenként tőzegrétegekkel), 5. agyagos deluviális üledékek, 6. márgás alaprétegek 7. homokos alaprétegek

Fig. 2 Geotechnical profiles. Vertical scale: about 1:5 000. Legend: 1 debris or soil, 2 gravel, coarse gravel, sand with clay matrix, 3 sand, 4 silt (locally peat), 5 deluvial clay sediments, 6 marly basal layers, 7 sandy basal layers

jellemző rétegek ásványtani és kőzettani összetétele, műszaki tulajdonságai (MOSONYI & PAPP 1959) és a felszíni adottságok nagyjából azonos építésföldtani feltételeket biztosítanak (*1. ábra*).

I. Völgyi síkságok: idetartozik a Kis-Szamos völgysíkja és alsóbb teraszszintjei, valamint a Nádas völgyének völgysíki szakaszai. Ezeken a területeken a jelenlévő kőzetek jórészt jól osztályozott, kavicsos talajok, magas teherbíró képességűek, a minimális fagyhatár kismélységű (–1, –1,2 méter) sávalapozást tesz indokolttá. A folyami üledékeket fedő esetleges törmeléktakarók vastagsága nem haladja meg a 2–3 métert, ezért az itt alkalmazható alapozási mélységek –1,2 és –3 méter között váltakozhatnak. A körzethez tartozó területek építésföldtani szempontból rendkívül gazdaságosak. Különleges tervezői gondot a talajvíz jelenléte és különösen ennek a betonnal szemben tanúsított agresszivitása jelenthet. Ezekben az esetekben az alapok védelmét a szabvány-előírások szigorú betartása biztosítja.

II. Völgyi síkságok iszapos rétegekkel: szintén a Kis-Szamos völgysíkjának egyes sávjain és nagyobb kiterjedésben a Nádas völgyében találhatók, ahol a gyenge állagú, rossz teherbíró képességű és kohézió nélküli, iszapos, magas szervesanyag tartalmú mocsári rétegek fedik az alattuk viszonylag nagy mélységben levő (–5, –12 m) folyami kavicsüledéket, vagy az agyagos-márgás alapkőzetet.

Ezeken a területeken mélyalapozás szükséges. A teherbíró kőzetre állított –6, –15 méteres kút- vagy cölöp-alapozást kell készíteni. A legtöbb esetben a talajvíz jelenléte, vagy agresszivitása rendkívül megnöveli az alapozási költségeket (lecsapolás, vízszint-süllyesztés, alagcsövezés, szigetelés, különleges cementtípusok alkalmazása).

III. A belváros területét azért indokolt külön körzetként tárgyalni, mert a történelmi korok által hátrahagyott kultúrréteg a különböző építmények romjai formájában nagyon vastag is lehet, a várárok és a régen feltöltődött vízmosások árkai felett elérheti az 5–8 méter vastagságot is. Ezek a törmelékrétegek gyenge, vagy rossz teherbíró képességűek. Laza és vegyes szerkezetük nem kedvez az épület-alapozásnak. A területen új épületek telepítése, vagy az esetleges áttelepítés különleges vizsgálatokat igényel. Az alapozás mélysége az alapkőzetig kell hatoljon. Ebben a körzetben is külön tervezési gond a talajvíz és annak agresszivitása: megfelelő szigetelés és cementadalékok alkalmazása szükséges.

IV. Stabil lejtős területek. Ezekbe a körzetekbe tartoznak a várost körülvevő dombsorok olyan lejtői, amelyek dőlésszöge nem haladja meg a 3–10 fokot. Ezeken a területeken a lejtőt alkotó kőzetek nagy többsége agyag, márga, vagy homok és agyag keveréke. Jó, vagy nagyon jó teherbíró képességű képződmények. Az alapozási mélység a fagyhatárnál valamivel mélyebb: 2–2,5 méter mélységű. Vízelvezetéssel kell megelőzni az agyagásványok magas vízfelvevő képessége által okozott duzzadás és zsugorodás bekövetkezését.

Az alapozás tervezésénél sok helyen figyelni kell a lejtők ellenére is jelentős vízlencsék, szivárgó vízerek jelenlétére. Ezeknek az alagcsövezése, csatornázása és esetleges agresszivitásuk kivédése nagyon fontos.

V. A csúszásos lejtők, mocsaras területek vagy különleges rendeltetésű körzetek viszonylag jelentős területűek, ugyanis az építkezéstervezésből ezeket kizárják, mert:

– olyan körzetek, ahol a lejtők nem biztonságosak, csúszásos, suvadásos jelenségek hordozói, rogyásveszélyesek, vagy vízmosásos árkok mentén vannak (felsorolásukat a felszíni formák leírásánál láttuk),

– olyan körzetek, ahol a mocsaras rétegek vastagsága meghaladja a 10–15 métert,

– azok a körzetek, amelyek különleges rendeltetésűek (botanikus kert, temetők). Ezekben a körzetekben helyenként kisterhelésű, 1–2 szintes épületek telepíthetők, jórészükön ma is jelen vannak ilyen épületek. Ezek legtöbbje állandó javításra szorul. Az esetleges új épület létesítése feltétlenül alapos vizsgálatot igényel.

A térképen jelölt különböző körzeteket elválasztó határvonalak természetesen átmeneti sávokat jelentenek és a körzetek belsejében lévő területek is kisebb eltéréseket mutathatnak a részletes tanulmányozás során.

A körzetek megjelölésénél nem térhetünk ki a szamosfalvi gyógyfürdő területére, amely természetvédelmi terület, és az esetleges építkezéseket rendkívüli engedélyekhez kötik.

A város területén építésföldtani szempontból az 1977. évi újraértékelés alapján a 6. földrengésveszély-körzet szabvány-előírásait kell alkalmazni.

Következtetések

Összegzésként megállapítható, hogy Kolozsvár területe építésföldtani szempontból rendkívül változatos. A felszín domborzati jellemzői, valamint a fiatal üledékek fekü kőzeteinek geotechnikai sajátosságai részletes előtanulmányozást igényelnek a városnak szinte bármely pontján tervezett építkezés végrehajtásához. Szinte valamennyi alapozási rendszer szóba jöhet, ha a tervezéshez a legmegfelelőbb változatot keresik meg.

A közel húsz éve (1985) elkészült összegző munka és térkép ezt a változatosságot tükrözi. Tájékozódást nyújthat az alapozási típus kiválasztásához és az ehhez kapcsolódó feltételek meghatározásához. Egy-egy épület vagy épületcsoport megtervezéséhez minden esetben külön tanulmány szükséges, ami még így is váratlan kiegészítésekre szorulhat a kivitelezés során.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm dr. VICZIÁN Istvánnak a kézirat elkészítésében nyújtott segítségét.

Irodalom – References

CHOLNOKY J. 1925: A folyóvölgyekről. – *Mat. és Természettud Ért.* **42**, 101–108.

CHOLNOKY J. [1937?]:Magyarország földrajza. – Franklin Társulat, Budapest, 529 p.

CLICHICI, O., NISTOR, P. & TOVISSY, V. 1990: Raionarea geotehnicā a municipiului Cluj-Napoca. – *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Ser. Geol.* **35/1**, 101–109.

KOCH A. 1884: Kolozsvár vidéke. 1:75,000. Magyarázatok a Magyar Korona országainak részletes földtani térképéhez. – Kiadja a Magyar Királyi Földtani Intézet. Légrády Testvérek, Budapest, 22 p.

Mészáros, N. & Clichici, O. 1988: La géologie du municipe Cluj-Napoca. – *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Ser. Geol.-Geogr.* **33/1**, 51–56.

Mosonyi E. & Papp F. 1959: Műszaki földtan (mérnökgeológia). – Műszaki Könyvkiadó, Budapest. 534 p.

Pop, V., Tövissi, V. & Monasterianu, R. 1979: Raionarea geotehnică a municipiului Cluj-Napoca. - A IV. conferinţă geotehnică si fundaţii, Iasi, 37–42.

Tövissi, V. 1985: Schiţa de sistematizare a oraşului Cluj-Napoca pentru anul 2000. – Kézirat, 3–45. Arhivele I. C. P., Cluj.

Tövissi, V. 1960–1989: Studii geotehnice executate între anii 1960–1989. - Manuscris – Kézirat. Arhivele I. C. P., Cluj.

Treiber, I., Tovissi, I. & Cormòs, D. 1973: Studiul alunecărilor de teren de pe versantul sudic al Dealului Cetăţuia – Cluj. – *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Ser. Geogr.* **18/2**, 19–28.

Vlad, F. & Man, C. 1979: Agresivitatea apelor subterane din jud. Cluj si soluţiile de fundare adaptată. – A IV. conferinţă geotehnică şi fundaţii, Iasi, 43–47.

Kézirat beérkezett: 2002. 09. 16.

Földtani Közlöny 134/4, 601–604. (2004) Budapest

Rövid közlemény

A „Mikolawa" (Mihályfa) meteorhullás(ok) (Esettanulmány az információ torzulásáról egy eddig lokalizálatlan meteorhullás kapcsán)

The "Mikolawa" (Mihályfa) meteorite fall(s) (A case study on the corruption of information about a hitherto not located meteorite fall)

PAPP Gábor[1]

Abstract

The Catalogue of Meteorites (GRADY 2000) lists the Mikolawa meteorite as a doubtful stone from Hungary, and uncertainly locates its falling place at the NE margin of the Great Hungarian Plain (Szalárd or Szalacs [= Sălard or Sălacea, Romania], quotation [1]). A survey of the contemporary sources revealed that the site was in fact in Transdanubia, in Zala county (quotation [2]), more precisely at Mihályfa (quotation [3]). There is not any explicit statement on the recovery of a meteorite of any kind, the only account that gives any detail of the event reports a fiery body which appeared to the west of the village (quotation [6]). Even the day of the Mikolawa fall, given by GRADY (2000) as "1837, January 15" (5 PM), is doubtful, as the latter report (quotation [6]) dates the phenomenon to January 5. This day (January 5, 1837) is otherwise noted for the appearance of a large fireball (bolide) seen from many places in Europe (Munich, Basel, Vichy etc., around 1 AM). The so-called "Mikolawa" stone of the Catalogue of Meteorites should be considered therefore as a fireball observed either on January 5 or on January 15 at Mihályfa (46° 59' N, 17° 11' E).

It is to be added that on July 19 (10:30 PM) of the same year (1837), explosion of another fireball was observed at Mihályfa. Fallen material was searched for but has not found (quotations [5–6]).

Összefoglalás

A Catalogue of Meteorites (GRADY 2000) által bizonytalan kőmeteoritként nyilvántartott, és kérdőjelesen az Alföld ÉK-i peremére lokalizált 1837. évi „Mikolawa" hullást a korabeli tudósítások alapján ténylegesen a Zala megyei Mihályfán (É 46° 59', K 17° 11') észlelték. Egyetlen forrás sem említi kő- vagy egyéb meteorit megtalálását, a jelenség valójában egy tűzgömb lehetett, melyet a községtől nyugati irányban láttak. Az észlelés napja is kétséges, mivel az egyik korabeli híradás január 15-ére (17:00) a másik január 5-ére teszi az eseményt. Egyébként január 5-ére virradó éjjel 1 óra körül több európai országban is (München, Basel, Vichy környékén) észlelték egy tűzgömb feltűnését az égen.

Említésre érdemes, hogy ugyanazon év (1837) július 19-én 22:30 órakor egy újabb tűzgömb feltűnését és felrobbanását észlelték Mihályfán. Ennek lehullott anyagát kerestették, de nem találták meg.

Bevezetés

A nemzetközi meteoritikai kézikönyvként használatos Catalogue of Meteorites-ban (GRADY 2000) a következő – a katalógus korábbi kiadásaiból lényegében változatlan formában átvett – bejegyzést találjuk:

[1]Magyar Természettudományi Múzeum, H–1431 Budapest, Pf. 137.

„Mikolawa / Szakad, Hungary / Fell 1837, January 15 / Stone. Doubtful / One stone is said to have fallen, G. von BOGUSLAWSKI (1854), but the evidence is not conclusive. The exact locality is uncertain; probably near Szalard, 47°13'N, 22°2'E, or near Szalacs, 47°8'N, 22°18'E." [1]

A kézikönyv által nyújtott hivatkozásból kiindulva megkíséreltem a kérdéses magyarországi meteorhullás azonosítását, amely végül – némiképp meglepő – eredményre vezetett. Az egyes források egymástól átvett adatai a folyamatos információtorzulás olyan szép példáját adják, hogy tanulságosnak tartottam az azonosítást az eredeti szövegek közlésével egyfajta rövid esettanulmány formájában közreadni.

Az irodalmi adatok és rövid értékelésük

BOGUSLAWSKI (1854) meteoritlistája szerint:

„1837 Januar 15. 5 Uhr Ab[end], fiel zu Mikolowa im Szalader Comitat ein noch glühender Meteorstein herab. (Schles. Ztg. 1837 Febr. 6., Sadler a. a. O.)." [2]

Bár az egy betűnyi eltéréssel írt lelőhelynév ezúttal is nyilvánvalóan hibás, nyilvánvaló, hogy a lelőhely Zala megyében keresendő. A megyenév régies német írásmódjának (Szalader Comitat) félreértelmezése vezetett a Catalogue of Meteorites-ban található, leiterjakab-ízű azonosítási kísérlethez (Szalárd vagy Szalacs [Sălard és Sălacea, Bihar megye, Románia]).

A BOGUSLAWSKI (1854) által idézett, nehezen hozzáférhető hírlapban, a breslaui (ma Wroclaw, Lengyelország) Privilegirte Schlesische Zeitungban a „tudományos világból" (Aus der Gelehrtenwelt) érkezett színes hírek közt található az információ ősforrása:

„In Miholoiva im Szalader Komitat ist am 15. Januar, Abends 5 Uhr, ein glühender Meteorstein herabgefallen." [3]

Bár a korabeli hazai újságok és a Wiener Zeitung januári és februári számait átnézve a hírre más formában nem sikerült rábukkannom, az eltorzult névből is megállapítható volt, hogy a meteorhullást a Zala megyei Mihályfán észlelhették.

A BOGUSLAWSKI (1854) által hivatkozott másik forrás az Oesterreichische Blätter... hasábjain megjelent ismertetés SADLER József előadásáról, melyet a Magyarország területén hullott meteoritokról tartott a Királyi Magyar Természettudományi Társulatban. Ez azonban csak a hullás évszámát tartalmazza:

„...1834 in Zala, 1836 am Plattensee, 1837 und 1842 derartige Fänomene gesehen, und theilweise untersucht worden." [4]

(Az 1847. II. 14-én tartott előadás magyar nyelvű ismertetése: KÁTAI 1868, 88. o.)

SADLER (1845) egy tanulmánya azonban a témánkba vágó információt is közöl a „Bécsi Hirlapra" (Wiener Zeitung, 1837. IX. 7., 205. sz., 1157. o.) hivatkozva:

„Zalamegyéből Mihályfaváról [!] írják, hogy ott 1837. jul. 19kén estveli 10 ½ órakor egy tűzoszlop emelkedett föl a láthatárra, nagy zörej és döbörgés [!] közt nyugotról kelet felé a Csáb-Rendek és Sümegh között fekvő hegyek közt, s nem messze onnan a bakonyi erdőbe [!] két rendbeli explosióval pattant szét. Magokat

a köveket a fölszólításomra történt hivatalos vizsgálat által sem lehetett föltalálni." [5]

Az ismét tévesen írt helynév dacára azt hihetnénk, hogy a hír a rejtélyes „Mikolawa" hullásról szól, de a dátum és az időpont szembetűnően eltér a Privilegirte Schlesische Zeitung adatától.

A látszólagos ellentmondást a Wiener Zeitung tudósításának (SADLER által nem közölt) utolsó mondata oldja föl. E tudósítás helyett most a Pressburger Zeitungban található eredetit közöljük, amelyet a Wiener Zeitung csaknem szó szerint átvett:

„Aus Mihályfa (Zalader Comitat) wird berichtet, dass daselbst am 19. Juli um 10 ½ Uhr eine feurige Säule unter starken Geprassel und Geräusch am Horizonte von Westen gegen Osten über dem zwischen Csab-Rendek [Csabrendek] und Sümegh [Sümeg] liegenden Berge aufgestiegen und nicht weit davon, im Bakonyer Walde, mit einer zweimaligen Explosion zerplatzt sey. Bei Gelegenheit dieser schauerlich seltsamen Erscheinung sind die Katzen und Hunde auf den Böden und in den Gassen winselnd und heulend umhergelaufen; die Explosionen folgten schnell auf einander, sie waren dumpf und dem gewaltigsten Kanonenschusse gleich, so dass die Erde davon erschüttert wurde. Zu Sümegh und Mihályfa haben die Fenster beinahe zum Zerspringen gezittert; nach den Explosionen verschwand auch das Licht von dieser Feuersäule. – Diese Phänomen gleicht jenem, welches man ebenfalls in Mihályfa gegen Steiermark zu am 5. Jänner d. J. gesehen hatte." [6]

Következtetések

Az irodalmi adatok alapján megállapítható, hogy a „Mikolawa" meteorhullást nem Bihar, hanem Zala megyében, Mihályfa (É 46° 59', K 17° 11') településen észlelték. Bár GRADY (2000) egy kőmeteoritról tud [1], és a [3] hír szerint is „egy izzó meteorkő hullott le", valójában sehol sincs szó a meteorkő (kövek) tényleges megtalálásáról, ami pedig nyilván hírlapi szenzáció lett volna (l. pl. az ugyanez évben a Pressburger Zeitung augusztus 15-i számának 640. oldalán közölt részletes beszámolót a július 24-én Budetin és Nagydivény között hullott meteoritról [katalógusnevén Gross-Divina]). A félreértés alighanem a BOGUSLAWSKI (1854) által a [3] leírásba betoldott „noch" szócskának köszönhető (lásd [2]). A mondat ezáltal egy „még izzó" állapotban megtalált követ sejtet, noha valójában csak egy izzó meteor röppályájának megfigyeléséről lehetett szó. Ezt erősíti meg a [6] idézet, amely szerint januárban a tudósításban bemutatott tűzgömbhöz hasonló jelenséget figyeltek meg „Stájerország irányában" (azaz a községtől nyugati irányban).

Ugyancsak ellentmondás van a januári hullás napja körül. A meteoritkatalógusok a hullást a [3] hír alapján január 15-én délután 5 órára keltezik, a [6] tudósításban viszont január 5-e szerepel. (Ad abszurdum még az is elképzelhető, hogy a délután 5 órát keverték össze január 5-ével.) Ebből a szempontból érdekes, hogy január 5-én éjjel 1 óra körül egy hatalmas tűzgömböt észleltek Európa több városában (München, Basel, Vichy; l. BOGUSLAWSKI 1854, 82–83. o.).

Külön érdekessége a mihályfai esetnek, hogy a [6] tudósítás alapján a községben 1837 során két tűzgömböt is megfigyeltek, a januári után egy újabbat július 19-én 22:30 órakor. Ez utóbbi Ny–K-i irányban mozgott, majd – a község macskáit és kutyáit alaposan megrémisztő – kettős detonáció közepette a bakonyi hegyek irányában fölrobbant, de darabjait fellelni nem sikerült [5–6].

Köszönetnyilvánítás

A Privilegirte Schlesische Zeitung kérdéses számához Mgr. Inż. Grażyna PIOTROWICZ, a Wroclawi Egyetem Könyvtárának igazgatója szívességéből jutottam hozzá.

Irodalom – References

BOGUSLAWSKI, G. von 1854: Zehnter Nachtrag zu Chladni's Verzeichniss der Feuermeteore und herabgefallenen Massen (Wien 1819). – *Annalen für Physik und Chemie Erg.-Bd.* **4/3**, 1–155, 353–456.

GRADY, M. M. 2000: Catalogue of meteorites. 5th rev. enl. ed. – Cambridge: Cambridge University Press.

KÁTAI G. 1868: A K. M. T. T. története alapíttatásától fogva máig. – Pest: Bucsánszky.

SADLER J. 1845: A Horvátországban 1842. april 25-án délután 3 órakor történt meteorkőesésről. – *Királyi Magyar Természettudományi Társulat Évkönyve* **1**, 33–41.

Jegyzet: Az idézetek pontos helye – Note: Sources of quotations

[1] GRADY (2000), p. 332.
[2] BOGUSLAWSKI (1854), p. 356.
[3] Anonim, *Privilegirte Schlesische Zeitung* (Breslau), Beilage Nr. 31 (1837. II. 6.), p. 217.
[4] Anonim, *Oesterreichische Blätter für Litteratur, Kunst, Geschichte, Geographie, Statistik und Naturkunde* 4, Nr. 86 (1847. IV. 10.), p. 343.
[5] SADLER (1845), p. 38.
[6] Anonim, *Pressburger Zeitung,* Nr. 71 (1837. IX. 5.), p. 694.

Földtani Közlöny 134/4, 605–609. (2004) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: KÁZMÉR Miklós

RENDEZVÉNYEK

A VI. Bányászati–Kohászati–Földtani Konferencia, Petrozsény, 2004. május 20–23)

Az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT) 2004-ben a Déli-Kárpátoknak a 19. század végétől híres szénbányászati központjába hívta a tágabb térség magyar szakembereit. A konferencia szervezője WANEK Ferenc geológus, a Sapientia Egyetem tanára volt.

A szakmai program a bányaművelés régmúltjától a jelenéig az anyagismeret legkülönfélébb területeire engedett bepillantást. A plenáris előadások mellett a következő szekciókban zajlottak a tematikus előadások: 1. öntöttvas-kohászat, acél- és alumínium, anyagtudomány, 2. ásványkőzettan, gazdaságföldtan, szerkezetföldtan, 3. bányászati környezet, földtani környezet, bányászati technológiák, 4. tudománytörténet, rétegtan, hidrogeológia, az Európai Vaskultúra Útja.

A kirándulás résztvevői megtekintették a Déli-Kárpátok metamorf tömegeinek legjellegzetesebb változatait, északabbra pedig a mezozoikum üledékes összleteit, a medencék finomabbszemű és széntelepes sorozatait, sőt a puhatestű-faunájáról, illetve a világhírű hüllőleleteiről híres feltárásokat is, a nagyvastagságú karbonátos kifejlődések között/mellett. Alkalma nyílott közben a társaságnak a térség kultúrtörténeti kincsei közül olyan helyek megtekintésére is, mint az Árpád-kori zeykfalvi és demszusi templomok – sőt Vajdahunyadnak a Ruszka-havas kristályos mészköveinek legkeletibb kibúvására települt híres várát is láthattuk.

Második Nemzetközi Maar Konferencia Németország–Szlovákia–Magyarország 2004. szeptember 14–29.

2004. szeptemberében három ország szervezésében, sok helyszínen, nagy sikerrel zajlott le a 2nd International Maar Conference rendezvénysorozata. A konferencia jelentőségét hangsúlyozza, hogy a támogatók között találjuk a IAVCEI-t és az IAS-t egyaránt. A hazai szakmai közéletben kissé háttérbe szorult jelentős nemzetközi esemény lebonyolítása a földtudományokat művelő hazai közösség talán legnagyobb ez évi sikere. A világ minden kontinenséről, 26 országból érkezett 128 résztvevő a maar vulkanizmus kutatásának jelenlegi helyzetéről teljes képet kaphatott az előadások, poszterek, terepi konzultációk és a würzburgi modellkísérletek alapján. A 2000. augusztusában, Georg BUCHEL és Volker LORENZ professzorok kezdeményezésére, az Eifel-hegységben (Daun) megszervezett első konferencia után joggal bízhatunk abban, hogy egy olyan rendezvénysorozat második, hagyományteremtő eseménye zajlott le – részben – hazánkban, ami egy hosszú távon is rendszeresen ismétlődő jelentős nemzetközi tudományos eseménynyé válhat. A konferencián ugyanis javaslat született a III. Nemzetközi Maar Konferencia időpontjára és helyszínére is, amire a tervek szerint 2009-ben, Mexikóban kerül sor.

Időrendben haladva az első eseményre Würzburgban került sor. A három napos workshop során (The Maar Engine – Workshop on experimental volcanic Molten Fuel-Coolant Interactions) Bernd ZIMANOWSKI és Ralf BÜTTNER PVL Uni-Würzburg kutatói bemutatták a kísérleti laboratórium eredményeit. Volker LORENZ a würzburgi egyetem földtani intézetének továbbá Pierfrancesco DELLINO a bari egyetem ásványtani intézetének professzorai összefoglalták a maar–diatréma vulkanizmus fizikai vulkanológiai, illetve a freatomagmás rendszerek üledék szállítási és üledékképződési viszonyairól a kísérletek alapján kialakított képet.

A konferenciára a Kecskemét melletti, lajosmizsei Gerébi kúriában került sor, ideális körülmények között. A négy napos rendezvényen Hans-Ulrich Schmincke (GEOMAR Kiel) External forcing of volcanic eruptions című plenáris előadását követően 10 symposiumra tagolva hangzottak el a maar-vulkanizmushoz kapcsolódó igen széles témakörben az előadások illetve kerültek bemutatásra a poszterek. A témák között nem csupán a szorosan vett tudományos témakörök szerepeltek – tárgyalva a maarok, diatrémák, gyökérzónák, felszínalatti vulkáni testek földtani, vulkanológia, geofizikai kérdéseit, bemutatva a maarokhoz kapcsolódó jelentős üledékképződési folyamatok sajátosságait stb. – hanem külön témakör volt (számos

előadással és élénk érdeklődés mellett) a vulkáni területek földtani természetvédelme, a vulkáni jelenségek bemutatásának lehetőségei, módszerei a közoktatásban is.

Jelentős szerepet kapott a témakörök között a kimberlitekhez kapcsolódó és a freatomagmás vulkanizmus kapcsolata is. A kérdés jelentőségére utal, hogy nem csupán a „tiszta tudományok" egyetemi, kutatóintézeti művelői, hanem nagy iparvállalatok (De Beers Canada, South Africa, Russia) vezető kutatói is tartottak előadásokat e témakörben.

A jövőre nézve igen kedvező volt a konferencia résztvevőinek összetétele. Jelen voltak, előadtak a legnagyobb tekintélyű, világszerte elismert vezető kutatók, professzorok, a jelentős egyetemek, nemzetközi szervezetek tekintélyei. Mellettük azonban szép számban találkozhattunk a környező országok, Csehország, Románia, Szlovákia kutatóival is. Örvendetes, hogy a témával foglalkozók között nagy számban vannak igen tehetséges, felkészült fiatalok, akik PhD, sőt MSc. szinten is akik kiváló munkákkal szerepeltek a konferencián.

Részvételükhöz nagy mértékben hozzájárult a konferencia előkészítőinek elszánt szervező munkája, amivel a hazai viszonyok között sokak által túlzottnak tartott – valójában reális – részvételi díjakból és a támogató szervezetek ösztöndíjaiból közel 30 fiatalnak és a hazai viszonyoknál rosszabb helyzetben lévő országokban dolgozó kollégának tették lehetővé a részvételt.

Néhány szót a hazai részvételről is. Elsőnek egy fiatal német kollégát, Andreas AUERT kell itt megemlítenem, aki a Balaton-felvidéki Feketehegyről írott szakdolgozatán alapuló poszterével méltán nyerte el a diákposzter kategória második díját. A hazai eredmények szerzői között természetesen többségben voltak a hazai kollégák, de egyértelműen megállapítható, hogy eredmények csak nemzetközi együttműködéssel érhetők el. Összesen 18, legalábbis részben hazai témájú előadás, poszter szerepelt a programban.

A szlovákiai és dunántúli területek maar-vulkanizmusának bemutatására a szervezők bőséges lehetőséget teremtettek. Mind a konferencia előtt, mind azt követően egy-egy terepbejárás során nyílt lehetőség a nógrád–gömöri bazaltterületen és a Dunántúlon a terepi konzultációkra, a legjelentősebb feltárások megismerésére. Az alapos előkészítést mutatja a két megjelent kirándulásvezető is. A Magyar Állami Földtani Intézet többek között azzal járult a konferencia sikeréhez (az absztrakt kötet – MÁFI Alkalmi kiadványok, 203. – mellett), hogy lehetőséget teremtett Ulrike MARTINnak és NÉMETH Károlynak, hogy a Geologica Hungarica ser. Geologica 26. kötetben összefoglalják – a kirándulás által érintett pontokat messze meghaladóan – azt a hatalmas ismeretanyagot, azokat az eredményeket, amelyeket az elmúlt évek során részleteiben már számos nemzetközi publikációban bemutattak. Hasonló részletességű, sajnos azonban nem nyomtatott anyag az a kirándulásvezető is, amelyet Vlastimil KONECNY és Jaroslav LEXA meghatározó részvételével népes szerzői gárda készített a dél-szlovákiai alkáli bazalt előfordulásokról.

A Kárpát-medence iránti érdeklődést igazolja, hogy az összesen 4 kiránduláson több mint hatvan kolléga vett részt. Az idelátogató kollégáink a szakmai programok mellett Kárpát-medence néhány vidékének néprajzi, kultúrtörténeti, gasztronómiai értékeiről is képet kaphattak. A szlovák és magyar szervezők lehetőséget teremtettek az itt élők megismerésére is, több jó hangulatú ebéd, vacsora, borkóstoló során. Számunkra sajnos igen kedvezőtlen az összehasonlítás egy szempontból: a szlovákiai feltárások előkészítésében, kitisztításában a szlovák kollégák nagy segítséget kaptak a természetvédelemtől. Ez az összhang bizony itthon még hiányzik. Bíztató azonban a jövőre nézve, hogy a Balaton-felvidéki Nemzeti Park vezetői felismerve a konferencia jelentőségét, vendégül látták a résztvevőket. A jövőben remélhetően a hazai természetvédelem is segítséget nyújt majd ilyen jelentőségű programok előkészítése során a feltárások előkészítéséhez, rendbehozatalához.

A II. Nemzetközi Maar Konferencia példaértékű, hogyan lehet a szűkös lehetőségek között is nemzetközi jelentőségű, szakmailag nagy vonzerejű, színvonalas rendezvényt Magyarországra hozni. Ez nélkülözhetetlen ahhoz, hogy a hazai földtan „jelen legyen" a nemzetközi szakmai életben.

A két éves, sok nehézséggel járó előkészítő, szervezőmunkát elvégző Szervező Bizottság tagjai megérdemlik, hogy nevüket felsoroljuk itt: Kurt GOTH, Vlastimil KONECNY, Jaroslav LEXA, Volker LORENZ, Ulrike MARTIN, NÉMETH Károly, Peter SUHR. Köszönet illeti azokat a német egyetemistákat is, akik GMÉLING Katalin irányításával a rendezvény lebonyolításához nyújtottak nélkülözhetetlen segítséget.

Végül külön ki kell emelnem Ulrike MARTIN és NÉMETH Károly hatalmas szervező és előkészítő munkáját, ami nélkül ez a sikeres konferencia nem öregbíthetné a magyar földtan hírnevét. Az egész magyar földtani társadalom nevében köszönjük meg itt munkájukat.

CSILLAG Gábor

Beszámoló a 2. Közép-Európai Agyag Konferenciáról

Szervezési adatok

A konferencia angol neve és rövidítése a következő: 2nd Mid-European Clay Conference, 2004 (MECC'04). A közép-európai agyag csoportok, 4 ország, Lengyelország, Szlovákia, Magyarország és Horvátország nemzeti csoportjai együttműködést határoztak el 1999-ben Krakkóban, amely elsősorban közös konferenciák szervezésében nyilvánul meg. Az első közös konferencia 2001-ben Szlovákiában volt, Stará Lesnán (Alsóerdőfalva) a Magas-Tátrában. A második konferencia megrendezését a Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani Szakosztálya vállalta.

A konferencia 2004. szeptember 20–24. között Miskolcon, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karával közös rendezésben zajlott. A szervezőbizottság elnöke WEISZBURG Tamás, a magyar Tudományos Tanács elnöke VICZIÁN István, a miskolci fő helyi szervező MÁDAI Ferenc volt.

Program: Szept. 20. Érkezés, regisztráció, megnyitó összejövetel.

Szept. 21. Előadások. Este: tagcsoportok hivatalos ülése.

Szept. 22. Előadások. Délben kirándulás Sajóbábonyba. Este: Konferencia-vacsora.

Szept. 23. Kirándulás a Tokaji-hegységbe.

Szept. 24. Kirándulás a Bükk hegységbe és Visontára, érkezés Budapestre.

A résztvevők száma 139 volt (+4 kísérő), összesen 21 európai és 3 tengerentúli országból. A rendező országokból volt a legtöbb résztvevő: Magyarországból 36, Szlovákiából 15, Lengyelországból 15 és Horvátországból 14. Sokan jöttek még Csehországból (12) és Romániából (7).

A két előadási napon 9 meghívott előadó plenáris előadása hangzott el, ezen kívül párhuzamosan két-két szekcióban összesen 43 előadás hangzott el. A konferencia két napja alatt folyamatosan kint volt a 66 poszter. Így összesen 118 dolgozat bemutatására került sor. Két kiadvány jelent meg, az abstract füzet és a kirándulásvezető.

A konferenciához 2004. szeptember 18–19-én, az International Workshop on Current Knowledge on the Layer Charge of Clay Minerals (LCCM'04) workshop kapcsolódott, amely az agyagásványok rétegtöltésével foglalkozott. Ennek helyszíne a Kis-Kárpátokban fekvő Smolenice kastély (Szomolány), fő szervezője Peter KOMADEL volt. A workshopon 55-en vettek részt, köztük Magyarországról 5-en. Smolenicében a két nap alatt 12 előadást és 18 posztert mutattak be. A workshop kiadványa az előadások képanyagát és a poszterek kivonatait tartalmazza.

Szakmai beszámoló

A bemutatott anyagok alapján a következő fontosabb szakmai tendenciákra lehet következtetni. Az alábbiakban a konferencia szekciói szerint tárgyalom ezeket (a szekció címénél zárójelben megadom a témafelelős nevét a magyar tudományos bizottságban, a szövegben pedig az egyes témákra jellemző előadók neveit).

Kristályszerkezet és analitikai módszerek (KRISTÓF János, WEISZBURG Tamás). Úgy tűnik, hogy a kationok rácsban való elhelyezkedésének rendezettsége és energetikai viszonyai vannak előtérben, ennek megfelelően a spektroszkópiai módszerek, IR, Raman stb. (ROBERT, PETIT, FROST, KRISTÓF János). Az IR analízist már mennyiségi meghatározásra is alkalmazzák (CLEGG et al.). A röntgendiffrakció továbbra is fontos, pl. a kevert szerkezetek tanulmányozására, ahol az eddig legjobban kutatott illit/szmektit mellett a kaolinit/szmektit kerül előtérbe (CUADROS, DUDEK), mint a második leggyakoribb kevert szerkezetű agyagásvány. Megjelent a konferencián is néhány speciális technika, pl. a röntgen mikrodiffrakció, a hevítéses mintatartó röntgendiffrakciónál (BEZDICKA, HRADIL et al.). Speciális termikus módszer a TG-MS elemzés (BREEN et al.). Elektronmikroszkópiában DELLISANTI el al. atomerő-mikroszkópot is használtak. Jelentős előrelépés tapasztalható egyes agyagásványok kristálykémiájában (glaukonit: TÓTH Erzsébet, WEISZBURG Tamás, talk: WIEWIORA).

Kolloid és felületi kémiai tulajdonságok (DÉKÁNY Imre, TOMBÁCZ Etelka). A smolenicei workshop hatására itt is fontos téma volt a szmektitek rétegtöltésének eredete (KOMADEL), a rétegtöltés felületi eloszlása (CHRISTIDIS, TOMBÁCZ Etelka), ezzel összefüggésben a koagulált rétegek aggregátumainak rugalmassági tulajdonságai (MAJZIK Andrea). A felszíni tulajdonságokat jól tükrözik az elektrokinetikai mérések (SONDI). Az adszorpciós témák közül továbbra is fontosak a szerves komplexek (LAGALY, LAIRD), a pillérezett agyagásványok (POPOVICI, SZABÓ Anikó, TIMOFEEVA), valamint a kationok, pl. nehézfémek (NÉMETH Tibor), As, V (DOUSOVÁ), Mn (KOMLÓSI Andrea), Sr (NEMES Zoltán) adszorpciója. Fontos alkalmazási terület a nanokompozitok előállítása (BUJDÁK, WEISS).

Talajok és őstalajok agyagásványai, mállás (SZENDREY Géza). A régió jellemző talajainak megfelelően főleg szolonyec (ALEKSEEVA), vörös agyagok (FEKETE József, VINCZE László) és podzol (JACHER et al.) talajok összetételéről volt szó. A

mezőgazdaság hatására beálló dinamikus hatások (BAIN), valamint a mállás kísérleti modellezése (ŠUCHA) a csernozjom talajban megfelelő éghajlati viszonyok között képződő mágneses ásványok (magnetit, maghemit) vizsgálata (ALEKSEEV) is fontos résztéma volt.

Agyagok földtana (VICZIÁN István, ÁRKAI Péter, MOLNÁR Ferenc). A szedimentológiában ma már elengedhetetlen az agyagásvány-tartalom meghatározása a különböző korú képződmények kutatásában, a szentpétervári kambriumtól (SERGEEV) a kenyai középső-miocén főemlős lelőhelyekig (WATKINS). Szlovéniában (DOBNIKAR) és a Bükk hegységben (ZAJZON Norbert) talált perm/ triász határszelvényeket lehetett összehasonlítani. Mágneses ásvány, a greigit kimutatása miocén üledékes kőzetekben BABINSZKI Edit érdeme. Érdekes volt két oroszországi recens üledék vizsgálata, a Bajkál-tóban a biogén kovasav (NOVOTNA, ŠTYRIAKOVÁ), a Norvég-tengerben a gáz-hidrátok (KRUPSKAJA) hatása az agyagásványok diagenezisére. Kovásodott és szmektit-dús rétegek jellemzik a bakonyi liász Eplényi Mészkövet (PEKKER Péter). Az illit/szmektit átalakulás felhasználása őshőmérséklet-mérésre (SRODON, ROCHA), különösen a szenhidrogén-prognózis szolgálatában továbbra is fontos alkalmazás, pl. Lengyelországban (GÓRNIAK et al.) és Nigériában (AKANDE). Az anchimetamorfózis területén ÁRKAI Péter alapvető hazai kutatásainak és horvátországi alkalmazásainak (JUDIK, TIBLJAS) bemutatása az egyik fő célja volt a konferenciának. Az elektronmikroszkópos vizsgálat sokat tehet az anchizónában az illit és klorit nem-egyensúlyi, kevert előfordulásának kimutatásában (NIETO). A magmás képződési környezetben a hidrotermális (CSÁMER Árpád, FEHÉR Béla) és kontakt (SZELIGA) metamorf hatások több elemzésre adtak alkalmat. Ide kapcsolódik a füzérradványi illit is, amelynek nemzetközi megismertetése egyik fő célunk volt (VICZIÁN István). Selmecbánya környékén az ammónium-illit újabb előfordulásait mutatták ki (ŠUCHA et al.).

Agyagok mint nyersanyagok (FÖLDESSY János). A konferencia rávilágított, hogy továbbra is van igény agyag-nyersanyagok feltárására kerámiai, mezőgazdasági és környezetvédelmi célokból. Erre volt példa a sajóbábonyi bentonittelep (PÜSPÖKI et al.), de más országokban lévő bentonit és kaolin-lelőhelyek (ANDREJICKOVÁ, HRUSKOVA, GOREA Maria és KRISTÁLY Ferenc, JUSUFATI) feltárása is. Érdekes téma az agyagokat helyettesítő kőzetek, pl. gyengén metamorf pala, vulkáni tufa, vagy andosol talajok bevonása az építőipari nyersanyagok körébe (GOMES).

Agyagok környezetvédelmi alkalmazása (SZABÓ Imre). Az agyagok alkalmazása hulladéklerakók szigetelésére a környező országokban még fontos téma, nyugaton már ez nagyrészt megoldott (PROUST et al.). Kiderült, hogy idővel az agyag-szigetelés tulajdonságai romlanak, ezért a maradandóbb megoldás a bentonitok (MAUBEUGE, LANDIS, JANOTKA, KÓNYA József és NAGY Noémi) alkalmazása. Nehézfém szennyezések talajok agyagásványain megkötődhetnek (MÁDAI Viktor, SIPOS Péter). Agyagok alkalmazhatók olaj- (DURN) és radioaktív (FROST, POPOVICI és CRECESCU) szennyezések eltávolítására is. Ugyanakkor a különböző mérnöki alkalmazások is mindinkább előtérbe kerülnek. Erre jó példa a miocén–pliocén Ankarai Agyag, amely vörösagyag formáció a török főváros aljzatának nagy részét képezi (TURKMENOGLU), illetve nálunk a bentonitosodott rétegek szerepe a hollóházi földcsuszamlásban (ZELENKA et al.).

Értékelés

A résztvevők mindkét rendezvényről elismerően nyilatkoztak A tagcsoportok határozata szerint, a következő Közép-Európai Agyag Konferenciát Horvátországban, Opatijában rendezik 2006 szeptemberében.

A konferencia sikerét véleményem szerint 3 tényező segítette elő: 1. Az alacsony részvételi díj (60 Euro), valamint a fiatal és keleti országokból jövő résztvevőknek adott támogatás, ami lehetővé tette a résztvevők nagy számát. 2. A Miskolci helyszín, ami biztosította az egyetem Műszaki Földtudományi Karának maximális támogatását és az idegenforgalmi szempontból is megfelelő környezetet. 3. A magyar Tudományos Bizottság tagjainak aktív részvétele a szakmai előkészítésben és lebonyolításban nemzetközi hírű előadók meghívása, a beküldött anyagok lektorálása, kirándulások vezetése révén.

Kiadványok:

MECC'04. 2nd Mid-European Clay Conference. Miskolc, Hungary, 20–24 September 2004. Abstracts. (Edited by NÉMETH, T. and TERBÓCS, A.). – *Acta Min.-Petr. Szeged,* Abstract Series 4, 2004, 122 p.

Field Guide. 2nd Mid-European Clay Conference, 20–24 September 2004, Miskolc, Hungary. (Edited by RAUCSIK, B. and VICZIÁN, I.). – Sokszorosított kézirat, 43 p.

International Workshop on Current Knowledge on the Layer Charge of Clay Minerals, LCCM'04. September 18–19, 2004, Smolenice Castle, Slovakia. – Sokszorosított kézirat.

VICZIÁN István

SZEMÉLYI HÍREK

Rövid pillantás egy gazdag pályára
NAGY Eszter 90 éves



Ez év szeptemberében a paleobotanika kiváló, nemzetközileg is elismert kutatóját köszöntötték barátai, munkatársai és tanítványai e jeles alkalomból, a Magyar Állami Földtani Intézetben.

NAGY Eszter egész pályájára jellemző, hogy egyaránt elkötelezett tanár, és igényes tudományos kutató. Pedagógus lelkületét családjából hozta. Szülei tanáremberek, s példájukat követve Eszter is tanító-, majd tanárképző intézményekben folytatta tanulmányait, szerezte meg diplomáit, majd földrajz–természetrajz–kémia szakostanárként tanított középiskolai és tanítóképző intézményekben Pápán, Debrecenben, Budapesten.

Tanári hivatásának gyakorlása közben egyre nagyobb érdeklődéssel fordult a tudományos kutatás felé. A kutatói pályára való felkészülés főbb állomásai: 1940-ben bölcsészdoktori diploma a szegedi Ferenc József Tudományegyetemen, földrajz szakon, 1957-ben az MTA biológiai tudományok kandidátusa, 1965-ben doktora. Közben a tanárként is további elismerésben részesült. Kimagasló szakamai-pedagógiai tevékenységéért 1967-ben az Eötvös Loránd Tudományegyetemen címzetes egyetemi tanárrá nevezete ki.

Tudományos pályafutása az 1950-es évektől kezdve töretlenül ívelt felfelé. Több mint két évtizeden át (1985–1978) a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos tanácsadója, az Őslénytani Osztály vezetője. Többek közt az MTA Botanikai és Földtani Tudományos Bizottságának titkára, a Paleontológiai Bizottság, a Biológiai Társaság és a Földtani Társulat tagja. Több hazai és külföldi folyóirat (pl. Acta Botanica, The Palaeobotanist) szerkesztőbizottságának tagja. Mint kiemelkedő palinológus, neogén kutató rangos nemzetközi tudományos konferenciák, kongresszusok előadója és felkért elnökségi tagja, szekcióvezetője (pl. Szovjetunió, India, Kanada, Ausztrália, Kína, Izrael, és szinte egész Európa)..

Számos nemzet jeles kutatócsoportjaival eredményes tudományos együttműködést is folytatott.

Tudományos munkásságát állami elismerések (pl. Munka Érdemrend ezüst fokozata, HANTKEN Miksa emlékérem) és a tudományos publikációk sokasága, köztük több könyv és összefoglaló mű tanúsítja.

Mindez csak az eddigi munkásságának hézagos, rövid összefoglalása. NAGY Eszter ugyanis ma is aktív kutató, pályázatokért folyamodik, és újabb összefoglaló műveinek megjelentetésén fáradozik. 90. születésnapja alkalmából ezért a hazai tudományos élet egészének jókívánságait tolmácsoljuk, és további sikerekben gazdag életet kívánunk.

JÁRAINÉ KOMLÓDI Magda

MEGJELENT KÖNYVEK

Újraindult az 1995 óta szünetelő Általános Földtani Szemle. A 2004 novemberében megjelent 28. szám KŐRÖSSY László közelmúltban elhunyt kollégánknak monográfia-igényű összefoglalását tartalmazza „Az észak-magyarországi paleogén medence kőolaj és földgázkutatásának földtani eredményei" címmel, 128 oldalon. Megrendelhető: Hantken Kiadó, 1241 Budapest, Pf. 23. E-mail: hantkenpress@hotmail.com. Ára intézményeknek 3000 Ft, magánszemélyeknek 1500 Ft. Az évi két szám előfizetési díja 2005-re: intézményeknek 4000 Ft, magánszemélyeknek 2000 Ft. A postaköltséget felszámítják. Bővebb információ: http://www.foldtan.hu.

PAPP Péter

A 134. évfolyam lektorai voltak

Babinszky Edit, Bohnné Havas Margit, Csillag Gábor, Csontos László, Demény Attila, Dobosi Gábor, Dulai Alfréd, Embey-Isztin Antal, Földessy János, Gálos Miklós, Geiger János, Greschik Gyula, René Fraaye, Haas János, Hála József, Horváth Erzsébet, Hum László, Jámbor Áron, Juhász Györgyi, Kele Sándor, Kercsmár Zsolt, Kleb Béla, Kókay József, Kordos László, Koroknai Balázs, Korpás László, Korpásné Hódi Margit, Krolopp Endre, Magyari Árpád, Monostori Miklós, Müller Pál, Nádor Annamária, Papp Gábor, Papp Péter, Rákosi László, Révész István, Siklósi Zoltán, Solt Péter, Somosvári Zsolt, Sümegi Pál, Szabó Csaba, Szakáll Sándor, Szendrei Géza, Szente István, Tatár Andrásné, Tímár Gábor, Török Ákos, Török Kálmán, Viczián István, Weiszburg Tamás, Zelenka Tibor

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 134/4, 2004

Tartalom — Contents